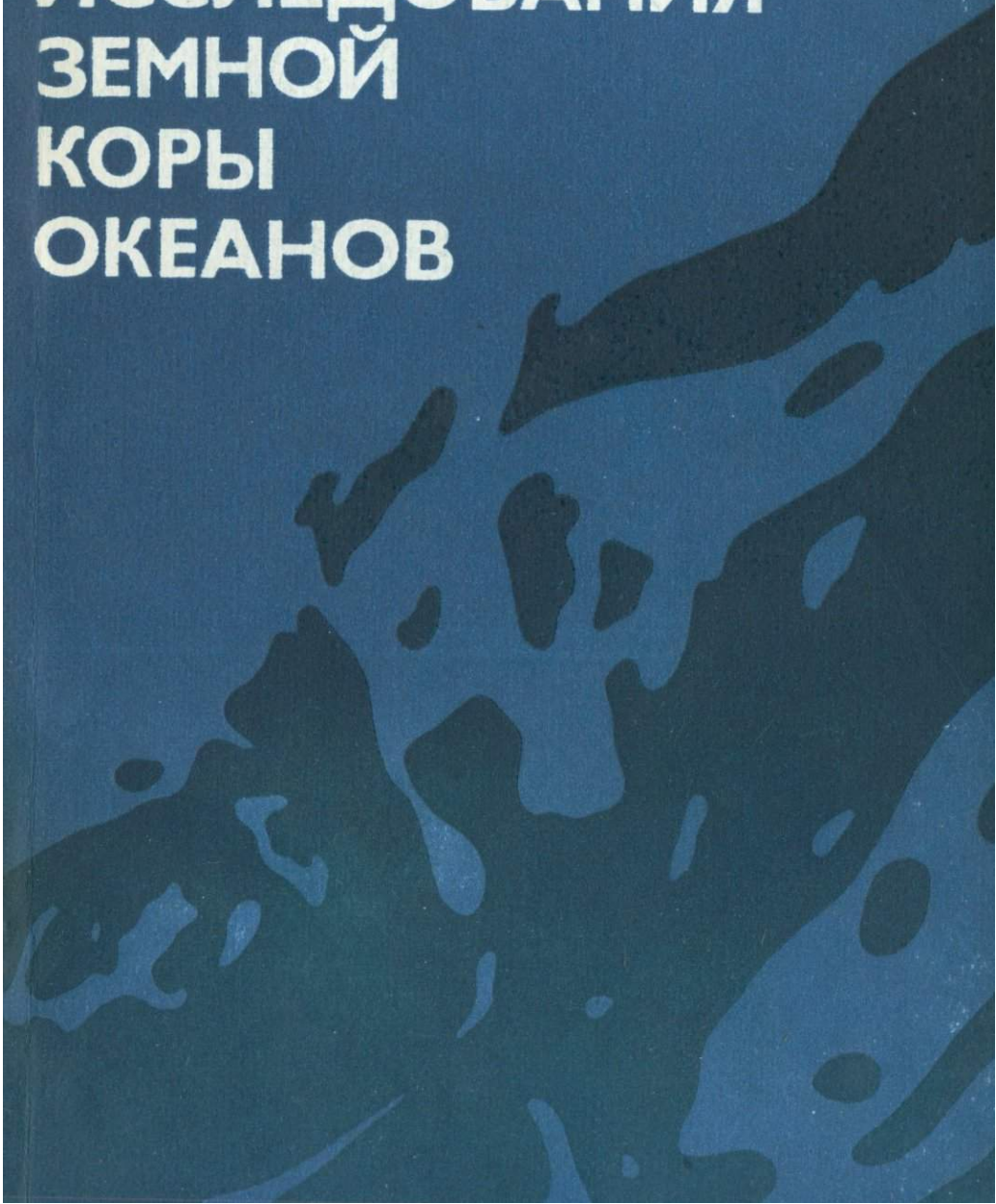


А. Г. ГАЙНАНОВ

**ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ
КОРЫ
ОКЕАНОВ**



А. Г. ГАЙНАНОВ

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
ОКЕАНОВ

3396

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1980



Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты:

доктор физ.-мат. наук *М. У. Сагитов*;
кандидат физ.-мат. наук *В. Р. Мелихов*

Адонис Гарифьянович Гайнанов

**ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ**

Заведующий редакцией *И. И. Шехура*
Редактор *Г. С. Савельева*
Обложка художника *Б. С. Казанова*
Технический редактор *К. С. Чистякова*
Корректор *М. И. Эльмус*

Тематический план 1980 г. № 138
ИБ № 971

Сдано в набор 21.03.80. Подписано к печати 22.10.80. Л1-113103. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. №1. Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,0+1 вкл. (0,5) Уч.-изд. л. 16,3. Заказ № 617. Тираж 910 экз. Изд. № 883. Цена 2 р. 50 к.

Издательство Московского университета Москва, 103009, ул. Герцена, 5/7
Типография № 8 Управления издательств, полиграфии и книжной торговли
Мосгорисполкома. Москва, Товарищеская ул., д. 4

Гайнанов А. Г.

Гравиметрические исследования земной коры океанов. —
М., Изд-во МГУ, 1980 г. 240 с., с ил.

В монографии обобщаются материалы гравиметрических съемок советских и зарубежных геофизиков, рассматривается методика съемок, описана используемая аппаратура, составлены осредненные по одноградусным квадратам карты аномалий силы тяжести Тихого, Атлантического и Индийского океанов. На основании гравиметрических и сейсмических данных построены плотностные модели земной коры и литосферы срединно-океанических хребтов, котловин, переходных зон от материков к океанам, выделены нефтегазоносные осадочные бассейны, расположенные на шельфе и континентальном склоне.

Г 20804—168 138—80 1903020000
077(02)—80

© Издательство Московского университета, 1980 г.

*Светлой памяти
Замечательного ученого и человека
Всеволода Владимировича Федынского
посвящает эту книгу автор*

ВВЕДЕНИЕ

В Основных направлениях развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 гг., утвержденных XXV съездом КПСС в числе важнейших народнохозяйственных задач, указывается на необходимость расширения комплексных исследований Мирового океана и более широкого использования природных богатств морей и океанов, а также расширения изучения земной коры и верхней мантии Земли в целях исследования процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Поверхность Земли на 71% покрыта морями и океанами. Океан обладает большими минеральными, энергетическими и биологическими ресурсами. Но богатства океана до недавнего времени очень слабо использовались в связи с недостатком знаний природы океана и несовершенством научных и технических средств. Последние двадцать лет характеризовались бурным развитием комплексных исследований природы Мирового океана. Значительные успехи достигнуты в области морской геологии и геофизики. Крупный вклад в решение проблем морской геологии внесли советские геологи А. П. Виноградов, А. В. Пейве, А. Л. Яншин, В. В. Белоусов, П. Л. Безруков, Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин, А. П. Лисицын, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Г. Б. Удинцев, В. Ф. Канаев, М. В. Кленова, Ю. М. Пушаровский, Н. А. Беляевский, К. В. Боголепов, Б. М. Чиков и др. Открытие системы срединно-океанических хребтов, изучение аномальных магнитного и гравитационного полей, теплового потока, сейсмичности, мощности различных слоев земной коры океанов позволили выдвинуть новые идеи о происхождении и истории океанов и их роли в глобальной тектонике Земли. Глубоководное бурение, проводимое с бурового судна «Гломар Челленджер», позволило проверить новые гипотезы благодаря пробам осадочной толщи и пород, слагающих фундамент океанической коры. Морские региональные и детальные геолого-геофизические исследования, глубокое морское бурение позволили оценить пер-

спективы нефтегазоносности различных областей дна Мирового океана, а также и других полезных ископаемых.

Широкий комплекс геолого-геофизических исследований, проводившихся в Мировом океане в период Международного геофизического года (1957—1958 гг.) и в последующие годы в рамках международного проекта «Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры (1960—1969 гг.)», показал, что дно океанов представляет собой сложное образование, в формировании которого участвовали разнообразные, тесно взаимосвязанные процессы. Полученные данные позволили разработать международную программу дальнейших комплексных геолого-геофизических исследований. Эта программа (Геодинамический проект), рассчитана на десять лет (1971—1980 гг.) и предполагает проведение комплексных исследований главных тектонических образований Земли с целью выяснения природы движения земной коры и процессов в глубоких недрах. Исследования в Мировом океане проводятся по следующим проблемам:

1. Пространственная неоднородность коры и мантии и ее развитие во времени.

2. Физико-химический механизм формирования и взаимных пространственных и временных переходов коры океанического и материкового типов с сопутствующими изменениями физических свойств и вещественного состава земных оболочек.

3. Современная динамика коры и мантии важнейших тектонических структур океанических областей и их геологическая история.

4. Проверка гипотез о происхождении и развитии океанического дна и создание концепции, наиболее удовлетворяющей современным данным наук о Земле.

Для успешного решения этих проблем в комплексе геолого-геофизических исследований большое значение имеют данные гравиметрии. С их помощью можно обнаружить плотностные неоднородности на различных глубинах и картировать их, проследить изменения мощности слоев земной коры и литосферы, трассировать разломы различной глубины заложения, выявлять изостатически неуравновешенные области. Исследования в таких районах позволяют определить прочность коры, вязкость вещества астеносферы и верхней мантии, выявить механизмы, нарушающие изостатическое равновесие и его темпы восстановления. Анализ связей гравитационных аномалий с особенностями геологического строения и историей развития отдельных тектонических областей, с проявлениями сейсмичности и вулканизма, новейшей тектонической активности позволяет более обоснованно проводить тектоническое районирование и прогнозирование месторождений полезных ископаемых на дне Мирового океана.

Успешное использование гравиметрии при изучении глубинного строения дна морей и океанов зависит как от усовершенствования аппаратуры и методики морских измерений силы тяжести, так и от развития методов интерпретации, накопления новых геолого-геофизических данных и их согласования с данными гравиметрии. Изучение гравитационного поля океанов имеет важнейшее значение для определения фигуры Земли, инерциальной навигации, точного расчета орбит искусственных спутников Земли и др. Большой вклад в изучение гравитационного поля океанов внесли советские исследователи Л. В. Сорокин, В. В. Федынский, Ю. Д. Буланже, М. Г. Коган, Н. П. Грушинский, В. А. Гладун, Е. И. Попов, В. А. Тулин, М. Е. Хейфец, К. Е. Веселов, В. О. Баграмянц, Е. Д. Корякин, В. Л. Пантелеев, П. А. Строев, М. У. Сагитов, Р. М. Деменицкая, Г. И. Гапоненко, В. Буданов, Л. Д. Немцов и др.

Гравиметрические исследования в Мировом океане автор начал проводить в 1951 г. на кафедре геофизики геологического факультета МГУ под руководством В. В. Федынского на научно-исследовательском судне «Витязь» института океанологии АН СССР.

В начале исследований усовершенствовалась морская маятниковая аппаратура, методика маятниковых измерений силы тяжести на кораблях в океане. Несмотря на то что были созданы новые морские маятниковые приборы с блоками специальной аппаратуры для регистрации и учета влияния возмущающих ускорений, удовлетворительные по точности измерения на кораблях можно получать только при волнениях моря не более 1—2 баллов и на малом ходу корабля при отсутствии вибрации. Новый этап в развитии морских измерений силы тяжести начался в 50-х годах благодаря разработке специальных морских гравиметров. Первые действующие макеты морских кварцевых затухающих гравиметров (СЗ-1) были созданы в 1954 г. в СССР. Морские испытания этих гравиметров показали их работоспособность и существенные принципиальные преимущества перед морским маятниковым прибором в условиях качки. Основным недостатком этих гравиметров было непостоянство цены деления — зависимость от положения маятника и большое влияние «кросс-каплинг» эффекта, т. е. совместного влияния горизонтальных и вертикальных возмущающих ускорений и трудоемкая ручная обработка фотозаписи прибора. В 1961 г. в отделе гравиметрии ГАИШ под руководством автора совместно с гравиметрической лабораторией ВНИИГеофизика были начаты работы по конструированию и изготовлению морского кварцевого перезатухающего наборного гравиметра с непрерывной автоматической компенсацией изменений силы тяжести. Были изготовлены макеты гравиметра, которые успешно применялись в

различных экспедициях. Дальнейшее усовершенствование этого гравиметра осуществлялось в ГАИШ В. А. Гладуном и Ю. В. Бобровым под руководством В. Л. Пантелеева. Это позволило уменьшить габариты и повысить точность морского гравиметра (АНГ-М) до ± 1 мГл. В связи с разработкой новой морской гравиметрической аппаратуры изменялась и методика гравиметрической съемки. Если в первых экспедициях в океане измерения силы тяжести выполнялись морскими маятниковыми приборами, то в последующих — совместно с морскими набортными гравиметрами и маятниковыми приборами. Гравиметры, так же как и маятниковые приборы, устанавливались в кардановом подвесе, поэтому для учета поправки Броуна требовалась непрерывная регистрация горизонтальных возмущающих ускорений. В дальнейшем морские гравиметры были установлены на гиросtabilизированных платформах. Самой большой и наиболее трудно учитываемой поправкой в наблюденное значение силы тяжести при измерениях с набортными гравиметрами, установленными на гиросtabilизированных платформах, является поправка за «кросс-каплинг» эффект. Наиболее точным методом учета влияния «кросс-каплинг» эффекта является непрерывное измерение возмущающего горизонтального ускорения $\ddot{x}(t)$ и угла отклонения $\varphi(t)$ маятника гравиметра под влиянием периодических возмущающих вертикальных ускорений и вычисление произведения $\ddot{x}(t)\varphi(t)$. В 10-м рейсе НИС «Академик Курчатов» впервые для вычисления поправки за «кросс-каплинг» эффект была применена аналоговая вычислительная машина МН-10.

По мере накопления гравиметрических данных проводились работы по составлению гравиметрических карт в различных редукциях для Индийского, Атлантического и Тихого океанов и комплексной интерпретации аномалий силы тяжести для выявления особенностей глубинного строения земной коры и верхней мантии, а также перспектив на нефтегазоносность различных областей Мирового океана. Гравиметрические карты Атлантического океана составлялись А. Г. Гайнановым совместно с Е. Д. Корякиным, Индийского — с П. А. Строевым и Е. Д. Корякиным, Тихого — совместно с В. В. Федынским, Л. И. Красным, П. А. Строевым, И. Н. Капцовой, Н. Г. Буровой, Л. П. Пеллиным, В. А. Тарановым, Ю. Д. Буланже, М. Г. Коганом и Л. П. Поляковой.

В книге изложена методика составления гравиметрических карт по осредненным на площадях размером $1 \times 1^\circ$ значениям аномалий силы тяжести, дано районирование акваторий Тихого, Атлантического и Индийского океанов по характеру изменения осредненных аномалий силы тяжести в редукциях за свободный воздух и Буге ($\sigma = 2,67$ г/см³). В связи с тем что в некоторых схемах аномального гравитаци-

онного поля Земли, составляемых как в СССР, так и за рубежом, для гравиметрически неизученных областей используются прогнозируемые по рельефу Земли аномалии силы тяжести, для акватории Тихого океана автором было выполнено исследование возможностей прогнозирования осредненных по квадратам $1 \times 1^\circ$ аномалий силы тяжести в редукциях за свободный воздух и Буге по осредненным глубинам дна и даны оценки систематических и случайных погрешностей в прогнозируемых по глубинам дна аномалиях силы тяжести. Анализ различных редукций силы тяжести, применяемых при гравиметрических исследованиях глубинного строения дна морей и океанов, показал, что для изучения структуры земной коры океанов целесообразнее использовать аномалии Гленни или Буге с учетом топографии дна ближней зоны в резко расчлененных областях.

Изучение физических свойств пород дна океанов показало, что плотность как осадочных, так и коренных пород изменяется в широких пределах. Наиболее значительные изменения плотности выявлены в осадочных отложениях: в рыхлых осадках она изменяется от 1,18 до 2,0 г/см³, а в полуплотненных и уплотненных осадочных отложениях повышается до 2,3—2,6 г/см³. Поэтому при количественной интерпретации гравитационных аномалий, особенно в переходных зонах от материков к океанам, где мощность осадочной толщи возрастает до 10 км и более, необходимо учитывать уплотнение осадков с глубиной. Оценки гравитационного влияния осадочной толщи с переменной плотностью показали, что недоучет уплотнения осадков в переходных зонах от материков к океанам может привести к погрешностям в первые десятки миллигал.

На основании комплексной интерпретации гравитационных аномалий в редукциях за свободный воздух, Буге и изостатической совместно с сейсмическими данными построены плотностные модели земной коры и литосферы для областей срединных океанических хребтов, глубоководных котловин, переходных зон, подводных хребтов и гор Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Для Срединно-Атлантического, Восточно-Тихоокеанского и Аравийско-Индийского рифтовых хребтов и примыкающих к ним котловин построены плотностные модели литосферы с переменной мощностью и плотностью в горизонтальном направлении. Совместный анализ гравитационных и других геолого-геофизических данных позволил выделить в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах 169 нефтегазоносных и перспективных на нефтегазоносность бассейнов, расположенных в основном на шельфе и континентальном склоне.

В длительных морских гравиметрических экспедициях автор работал совместно с Н. Г. Буровой, И. Н. Капцовой,

Е. Д. Корякиным, Т. И. Каменской, В. Р. Мелиховым, А. М. Микишой, В. Л. Пантелеевым, Л. П. Поляковой, Л. П. Смирновым, А. В. Стакло, Н. Я. Третьяк и С. А. Ушаковым. Разработка аппаратурно-методических вопросов морской гравиметрии выполнялась совместно с Ю. В. Бобровым, К. Е. Веселовым, В. А. Гладуном, А. П. Лугинцом, В. Л. Пантелеевым и Л. П. Смирновым. Изостатическое редуцирование в области окраинных Дальневосточных морей осуществлялось совместно с Е. Н. Исаевым, П. А. Строевым и С. А. Ушаковым. В комплексной интерпретации аномалий силы тяжести в Дальневосточной переходной зоне принимали участие Ю. Я. Ващилов, Ю. А. Павлов, И. К. Туезов, П. А. Строев и П. М. Сычев. Вопросы нефтегазоносности морей и океанов разрабатывались совместно с Ю. К. Бурлиным, Д. В. Несмеяновым, А. М. Серегиним и Б. А. Соколовым. При проведении исследований автор консультировался с Ю. Д. Буланже, Н. П. Грушинским, С. М. Зверевым, И. П. Косминской, Л. И. Красным, О. К. Литвиненко, Ю. П. Непрочновым, Е. И. Поповым, В. А. Тулиным, М. У. Сагитовым, Г. Б. Удинцевым. Автор глубоко благодарен всем за дружескую помощь и поддержку. Особую благодарность автор выражает инициатору и бесменному научному руководителю морских геофизических исследований на кафедре геофизики геологического факультета МГУ члену-корреспонденту АН СССР профессору В. В. Федынскому.

За большую помощь и поддержку при проведении морских гравиметрических исследований автор выражает благодарность руководству геологического факультета МГУ, особенно Е. М. Сергееву, А. А. Богданову, В. А. Кудрявцеву, А. Ф. Якушовой, А. Я. Архипову; руководству ВНИИГеофизики М. К. Полшкову, руководству ГАИШа Д. Я. Мартынову, П. С. Солуянову.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА МОРСКИХ
ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Главной проблемой измерений силы тяжести с подвижного основания (корабля, подводной лодки или самолета) является необходимость выделения полезного сигнала, обусловленного постоянно действующим ускорением силы тяжести, с точностью $\pm 1-3$ мГл, на фоне инерциальных возмущающих периодических ускорений, амплитуды которых на кораблях изменяются в пределах от 10 до 100 тыс. мГл и более, а периоды от 4 до 12 с в зависимости от состояния моря и размеров корабля [19, 45, 173]. Первые определения силы тяжести на море, пригодные по точности для геофизических и геодезических целей, были выполнены маятниковым способом. Голландский ученый Венинг-Мейнес в 1923—1929 гг. разработал специальную конструкцию маятникового прибора, позволяющую определять периоды колебаний разностных (фиктивных) маятников на подвижной, качающейся опоре [30, 259]. С 1923 по 1959 г. зарубежными исследователями в Мировом океане при плавании на подводных лодках этими приборами было выполнено около 5000 определений силы тяжести [259, 269].

В 1954 г. в СССР впервые был изготовлен и успешно испытан макет морского кварцевого затушенного гравиметра [32]. По мере развития теории и усовершенствования конструкции морских гравиметров как в СССР, так и за рубежом при комплексных геолого-геофизических исследованиях в океанах широко стали применять автоматизированные набортные гравиметры с непрерывной регистрацией изменения силы тяжести вдоль профиля наблюдений. Морские маятниковые приборы в основном используются в портах захода и при отсутствии возмущающих ускорений с целью привязки и учета сползания нуля морских гравиметров.

МОРСКИЕ МАЯТНИКОВЫЕ ПРИБОРЫ

Метод разностного маятника позволяет исключить только возмущающие влияния первого порядка. Теория колебания маятника на подвижном основании показывает, что

в измеренные значения силы тяжести необходимо ввести поправку, зависящую от квадратов горизонтальных и вертикальных возмущающих ускорений — поправку Броуна

$$\Delta g_{xyz} = \frac{\bar{x}^2 + \bar{y}^2}{2g} - \frac{\bar{z}^2}{4g}, \quad (1)$$

где \bar{x} , \bar{y} , \bar{z} — средние значения компонент возмущающего ускорения.

Морской трехмаятниковый прибор Венинг-Мейнеса не имел вначале устройства для регистрации возмущающих ускорений. Поправки за влияние вертикальных ускорений оценивались по флюктуациям отметок времени на фотозаписи колебаний маятников. Поэтому измерения силы тяжести с таким прибором в отдельных неблагоприятных случаях имели ошибку порядка 10 мГл. В дальнейшем прибор был снабжен дополнительными маятниками (короткопериодическими и длиннопериодическими), которые регистрировали возмущающие ускорения и наклоны корабля, а в качестве эталона времени применяли кварцевые хронометры. Эти усовершенствования позволили повысить точность маятниковых измерений на подводных лодках до ± 3 —5 мГл.

В СССР первые морские измерения силы тяжести были выполнены в начале 30-х годов на Черном море (на подводной лодке) Л. В. Сорокиным с приспособленным им четырехмаятниковым прибором для морских наблюдений по методу Венинг-Мейнеса [182]. Этим же прибором в 1930 г. Л. В. Сорокин выполнил измерения силы тяжести на Каспийском море на барже, буксируемой пароходом, а в 1937 г. на Японском и Охотском морях на подводной лодке [184]. В 1935—1936 гг. В. В. Федынский производил измерения силы тяжести на барже и танкерах при помощи трехмаятникового прибора, сконструированного Л. В. Сорокиным. В последующие годы в СССР морские маятниковые приборы были значительно усовершенствованы. Так, в ГАИШ был построен морской четырехмаятниковый прибор с кварцевыми маятниками и комплектом акселерометров и наклономеров, состоящих из трех короткопериодических и двух медленных маятников. Прибор снабжен кварцевыми часами [19]. Этот прибор использовался в Антарктических экспедициях и обеспечивал определение силы тяжести во льдах и при спокойном состоянии моря (до 2—3 баллов) с точностью до ± 5 —10 мГл [99, 211, 212]. В 1957 г. в Институте физики Земли АН СССР был изготовлен морской шестимаятниковый прибор с кварцевыми маятниками и комплектом акселерометров и наклономеров. Этот прибор использовался в Антарктических экспедициях на д/э «Обь», на НИС «Витязь» и др. [2, 56, 126]. В 1963 г. в ЦНИИГАиК под руководством М. Е. Хейфеца

был разработан и построен морской трехмаятниковый прибор с кварцевыми маятниками и с комплектом акселерометров и наклономеров. Секундные отметки времени на записи осуществлялись электромагнитным прерывателем, работающим от специальных кварцевых часов, входящих в комплект прибора. По предложению М. Е. Хейфеца, были изготовлены малогабаритные вольфрамовые маятники с полупериодом, близким к четверти секунды. Преимущество этого маятника заключается в большой устойчивости его при вибрации и качке. В то же время он позволил построить портативный, легкий прибор, удобно помещаемый на гиropлатформе. Прибор имеет четыре маятника, расположенных по два в двух параллельных плоскостях, и снабжен короткопериодическим маятником для записи вертикальных ускорений и фоторегистратором горизонта для записи углов наклона. Управление прибора автоматизировано. Отметки времени получаются с помощью специальных кварцевых часов. После выполнения наблюдений маятники арретируют и жестко зажимают, не вынимая из штатива. Этим прибором можно вести наблюдения на надводном судне при волнении моря до 4 баллов с точностью около 10 мГл [19]. В ЦНИИГАиК под руководством М. Е. Хейфеца создана новая маятниковая аппаратура для измерения силы тяжести на море. Управление прибором автоматизировано. Двухмаятниковый прибор, содержащий полусекундные кварцево-металлические маятники, термостатирован и вакуумирован. Регистрация колебаний маятников ведется при помощи фотоэлектронных устройств и электронных счетчиков, информация с которых фиксируется на магнитную пленку, или печатается на цифropечатающих электрических машинках, или берется визуально. Все это позволило существенно сократить продолжительность измерений на пункте и повысить точность аппаратуры до $\pm 1,5$ мГл [216].

В разработку и усовершенствование теории, аппаратуры и методики морских маятниковых измерений силы тяжести большой вклад внесли Л. В. Сорокин, В. В. Федынский, И. Д. Жонголович, М. Е. Хейфец, С. Е. Александров, В. Л. Пантелеев, В. А. Романюк и др. Однако, несмотря на большие успехи в усовершенствовании морской маятниковой аппаратуры, точность до 2—5 мГл морские маятниковые приборы дают только при малых возмущающих ускорениях. На надводном судне при качке выявляются трудно учитываемые систематические ошибки, связанные прежде всего с влиянием горизонтальных возмущающих ускорений. При сильной качке записи длиннопериодических («медленных») маятников оказываются неудовлетворительными и не удается определить поправку за возмущающее влияние горизонтальных ускорений. В этом случае полную поправку Броуна можно опреде-

лить, используя функциональную зависимость горизонтальных составляющих возмущающих ускорений и вертикальной составляющей, определяемой по записям колебания короткопериодного горизонтального маятника. Основываясь на данных наблюдений на подводной лодке, Венинг-Мейнес и Броун [30] принимали $\Delta g_{xy} = -2\Delta g_z$ или $\Delta g_{yz} = -\Delta g_z$. Для оценки величин поправки Броуна при маятниковых наблюдениях на танкере «Апшерон» и китобазе «Слава» [39] нами было принято $\Delta g_{xyz} = 0,5\Delta g_z$. По данным экспедиции на НИС «Витязь» [56], представив зависимость Δg_{xy} от Δg_z , линейной функцией $\Delta g_{xy} = a + b\Delta g_z$ было найдено $a = -4$ мГл и $b = -0,63$, тогда полную поправку Броуна можно определить по формуле

$$\Delta g_{xyz} = 0,37 \Delta g_z^{-4}. \quad (2)$$

В третьей Антарктической экспедиции д/э «Обь» [211] для вычисления полной поправки Броуна была получена формула

$$\Delta g_{xyz} = 0,65 \Delta g_z^{-19}. \quad (3)$$

Средняя квадратическая ошибка вычисления полной поправки Броуна по вертикальной компоненте возмущающего ускорения в Антарктических экспедициях на д/э «Обь» в зависимости от условий наблюдения изменялась в пределах от $\pm 3-12$ мГл. Если в районе плавания экспедиционных кораблей имеются высокоточные определения силы тяжести, выполненные донными гравиметрами или с маятниковыми приборами, установленными на подводных лодках, систематическая погрешность из-за влияния возмущающих ускорений на набортные маятниковые наблюдения может быть учтена по сопоставлению результатов измерений на этих пунктах.

МОРСКИЕ ГРАВИМЕТРЫ

Новый этап в развитии морских измерений силы тяжести начался в 50-х годах благодаря разработке специальных морских гравиметров. В 1954 г. во ВНИИ Геофизики К. Е. Веселовым была разработана теория [31, 33] и изготовлен первый действующий макет морского набортного гравиметра с сильным жидкостным демпфированием СЗ-1. Прибор был разработан на основе неастизированного кварцевого гравиметра с горизонтальной крутильной нитью и жидкостной температурной компенсацией. Морские испытания макета гравиметра СЗ-1 (система затухенная—1), проведенные в 1954 г. на Баренцевом море и в 1956 г. в Антарктиде, показали его работоспособность и существенные принципиальные преимущества перед морским маятниковым прибором в условиях

качки [99, 109]. В то же время и за рубежом проводились интенсивные разработки теории и аппаратуры морских гравиметрических измерений и были созданы затушенные морские гравиметры с металлической чувствительной системой Графа-Аскания и Лакоста Ромберга. Дальнейшее развитие теория измерений силы тяжести на море с гравиметрами получила в исследованиях В. Л. Пантелеева (1968, 1975), В. А. Кузванова (1958, 1976), Е. И. Попова (1967), Л. Д. Немцова (1977) и др.

Последующие модели кварцевых сильнозатушенных морских гравиметров, разработанные во ВНИИГеофизики, Геленджикском отделении Южморгео и в ИФЗ АН СССР, отличались в основном конструктивно и способом регистрации показаний [23, 45, 175, 197]. В СССР разработано и изготовлено несколько различных моделей гиростабилизированных сильнозатушенных кварцевых гравиметров [32, 36]. Основным недостатком гравиметров этого типа являлась зависимость цены деления от положения маятника чувствительной системы гравиметра и большое влияние «кросс-каплинг» эффекта.

В 1961 г. в морской гравиметрической экспедиции ГАИШ совместно с ВНИИГеофизики были начаты разработки морского кварцевого широкодиапазонного затушенного гравиметра с автоматической компенсацией изменений силы тяжести и дополнительной фильтрацией короткопериодических возмущающих ускорений — автоматизированного набортного гравиметра — АНГ [17, 18].

В ФРГ А. Граф проводил работы по автоматизации бортового гравиметра. Основные различия этих приборов состоят в том, что гравиметр Графа имеет металлическую чувствительную систему, АНГ — кварцевую. В гравиметре Графа применяются сильное магнитное демпфирование и дополнительная электронная фильтрация (RC — фильтры), а в АНГ — жидкостное демпфирование совместно с фильтрацией при помощи системы усилитель — мотор — редуктор, позволяющей воздействовать на маятник упругой системы пропорционально скорости выходного сигнала гравиметра. Лабораторные и морские испытания макета прибора АНГ-М с таким устройством, проведенные в 1966—1971 гг., показали возможность его использования в длительных экспедициях [79, 93, 94, 128]. При этом средняя квадратическая ошибка измерений не превышала $\pm 5-7$ мГл. Дальнейшим развитием конструкции морских автоматизированных гравиметров является гравиметр МАГ (морской автоматизированный гравиметр). Конструктивно он отличается большей компактностью и меньшим весом [95]. Это позволило применить для стабилизации подвеса гравиметра систему свободного гиromаятника.

В гравиметрах типа АНГ с помощью компенсационного метода измерений был устранен один из главных недостатков сильнодемпфированных гравиметров — зависимость цены деления от положения маятника. Благодаря этому появилась возможность создания сильнозатухнувшего морского гравиметра на базе астазированных гравиметров типа ГАК, обладающих большой чувствительностью и малым сползанием нуля. Такой гравиметр ГМПК был разработан в 1967 г. во ВНИИГеофизики. Морские испытания прибора показали возможность измерения силы тяжести со средней квадратической ошибкой $\pm 1-2$ мГл при волнении до 3—4 баллов. На базе этого гравиметра изготовлены морские гравиметры ГМН-72 [32]. Для уменьшения «кросс-каплинг» эффекта в нем значительно усилено жидкостное демпфирование и введена двойная обратная связь как по величине сигнала рассогласования, так и его производной. Гравиметр помещен в гиросмаятниковый подвес. Показания гравиметра регистрируются в цифровом виде на перфоленте и в аналоговом виде на бумажную ленту потенциометра. Диапазон измерений без перестройки 700 мГл, с перестройкой 5000 мГл.

В Институте физики Земли АН СССР на основе конструкции кварцевого затухнувшего гравиметра под руководством В. А. Тулина был создан автоматизированный морской гравиметр АМГ. В нем имеется специальное вычислительное устройство, обеспечивающее регистрацию информации на световое табло, цифропечать и перфоленту [199].

Принципиально отличаются от статических морских затухнувших гравиметров струнные гравиметры, в которых мерой изменения силы тяжести служит частота поперечных колебаний струны, поддерживающей груз. Большим преимуществом струнных гравиметров является практически неограниченный диапазон измерений и частотный выход, позволяющий регистрировать их показания в цифровом виде без промежуточного преобразования выходного сигнала. Нелинейная зависимость измеряемой частоты от действующих ускорений вызывает систематическое занижение усредненных отсчетов при воздействии вертикальных возмущающих ускорений. Учет этого эффекта требует значительного усложнения счетно-регистрающей аппаратуры. В СССР разработан автоматизированный гиростабилизированный струнный гравиметр «Магистр». Для подавления высокочастотных ускорений вибрации струна связана с рамой через пружину. Кроме того, установка гравиметра на гиросплатформу осуществляется через пружинный виброгаситель. В комплект гравиметра включены струнные горизонтальные акселерометры, приборы для регистрации и вычисления поправок второго порядка и цифровое устройство с регистрацией показаний на перфоленту [32].

Одна из важных проблем набортных измерений силы тяжести — проблема стабилизации по вертикали оси чувствительности гравиметра. Известны два основных типа гиросtabilизированных платформ для морских гравиметров: пассивные гиросtabilизаторы [169] и гиropлатформы с обратной связью [252]. Платформы первого типа отличаются простой конструкции. Платформа с обратной связью имеет хорошую частотную характеристику, обеспечивающую малость ошибки типа $\ddot{x}\alpha$, где \ddot{x} — горизонтальное ускорение, α — наклон платформы.

В настоящее время одним из главных источников ошибок при работе с набортными гравиметрами является недостаточная точность стабилизации. При наблюдении с гравиметрами на гиросtabilизированной платформе поправка за возмущающие ускорения и наклоны вводится по формуле

$$\Delta g = -\ddot{x}\alpha - \ddot{y}\beta + \frac{1}{2}g(\alpha^2 + \beta^2) - \dot{x}\varphi + g\alpha\varphi + \frac{1}{2}g\varphi^2, \quad (4)$$

где α и β — углы наклона гиropлатформы относительно истинной вертикали; φ — угол отклонения маятника гравиметра под влиянием периодических возмущающих вертикальных ускорений.

Поправки $\ddot{x}\alpha$ и $\ddot{y}\beta$ учитывают совместное влияние переменного наклона гиropлатформы и горизонтальной составляющей возмущающего ускорения (поправка Гаррисона). На гиropлатформе сдвиг фаз σ_1 и σ_2 между горизонтальными ускорениями и наклонами близок к 90° и поэтому среднее значение совместного влияния горизонтальных ускорений и наклонов за время наблюдений

$$\ddot{x}\alpha = \frac{1}{2}\ddot{x}_0\alpha_0 \cos \sigma_1; \quad \ddot{y}\beta = \frac{1}{2}\ddot{y}_0\beta_0 \cos \sigma_2 \quad (5)$$

оказывается незначительным.

Поправка за наклоны гиropлатформы даже при $\alpha = \beta = 10'$ не превышает 5 мГл. Поправка $\dot{x}\varphi$ связана с совместным влиянием горизонтальных и вертикальных ускорений — «кросс-каплинг» эффект. Поправка $g\alpha\varphi$ учитывает совместное влияние отклонения маятника гравиметра под действием вертикальных возмущающих ускорений и наклона гиropлатформы. Поправка $\frac{1}{2}g\varphi^2$ аналогична поправке за наклон, однако в этом случае наклон обусловлен действием вертикальных ускорений на маятник гравиметра. В затушенных гравиметрах величины этих двух последних поправок не превышают 2,5 мГл даже при погрешностях стабилизации гиropлатформы $\alpha = 10^1$. Самой большой и наиболее трудно учитываемой поправкой в наблюдаемое значение силы тяжести

при измерениях с наборными гравиметрами, установленными на гиросtabilизированных платформах, является поправка за «кросс-каплинг» эффект [137].

Было предложено несколько методов исключения или ослабления влияния «кросс-каплинг» эффекта на показания гравиметра:

1. Увеличение демпфирования чувствительной системы гравиметра.

2. Применение двух идентичных чувствительных систем, маятники которых ориентированы в противоположные стороны.

3. Медленное вращение гравиметра вокруг вертикальной оси.

4. Непрерывное измерение $\ddot{x}(t)$ и $\varphi(t)$ и вычисление произведения $\ddot{x}(t)\varphi(t)$ и непрерывное внесение поправки в запись гравиметра.

Самым точным методом учета влияния «кросс-каплинг» эффекта является последний способ непрерывного вычисления этой поправки, так как первые три способа могут только значительно ослабить влияние «кросс-каплинг» эффекта в связи с невозможностью до бесконечности увеличивать демпфирование и добиться абсолютной идентичности чувствительных систем гравиметров. Для вычисления произведения $\ddot{x}(t)\varphi(t)$ созданы цифровые и аналоговые вычислительные устройства.

В 10-м рейсе НИС «Академик Курчатов» непрерывно регистрировали изменение систематической погрешности гравиметра, вызванной этим эффектом:

$$\Delta g_{cc} = -\Gamma \{ \ddot{x} \varphi \}, \quad (6)$$

где Γ — оператор сглаживания; \ddot{x} — горизонтальная компонента ускорения опоры в плоскости колебания маятника; φ — угол наклона маятника чувствительной системы гравиметра АНГ.

Электрический сигнал, пропорциональный горизонтальному ускорению, был получен с помощью гировертикали ЦГВ, корпус которой вмонтирован на кардане с малым периодом свободных колебаний ($\sim 1,0$ с). Под действием горизонтальных ускорений карданов подвес совершает вынужденные колебания и с точностью до 3—5% повторяет колебания мгновенной вертикали (суммарного вектора инерционной и гравитационной силы). Положение внутреннего механизма ЦГВ стабилизировано относительно вертикали двумя гиromоторами и системой коррекции. Таким образом, отклонение корпуса ЦГВ от вертикали, а следовательно, и величину электрического сигнала с потенциометров, укрепленных на подвижной части гировертикали, можно считать пропорциональны-

ми горизонтальному ускорению [171]. Гировертикаль имеет две степени свободы, что позволило регистрировать обе компоненты горизонтального ускорения. Другой электрический сигнал, пропорциональный углу отклонения маятника гравиметра φ , был подведен к вычислительной машине МН-10 непосредственно с фотоэлектрического преобразователя гравиметра.

3396
В настоящее время за рубежом наиболее широко применяются морские гравиметры с гироскопической стабилизацией: 1) гравиметр Граф-Аскания модель GSS-2 (ФРГ); 2) гравиметр LCR фирмы «Лакоста-Ромберг» (США); 3) струнные гравиметры MJT и VSA (США), TSSG (Япония). Успешно был испытан гравиметр Bell (США) с электрическим компенсационным приводом. За последние 10—15 лет точность морских гравиметрических измерений возросла от ± 10 —15 до ± 1 —3 мГл. Наряду с постоянным усовершенствованием датчиков большое значение имели успехи, достигнутые в усовершенствовании гиropлатформ, в учете влияний «кросс-каплинг» эффекта и «эффекта Гаррисона» и автоматизации процесса измерений и применении ЭВМ для обработки результатов наблюдений. Основные типы гиropлатформ, используемые в настоящее время за рубежом, разработаны фирмами «Лакоста-Ромберг», «Аншютц», «Аэрофлекс» и «Сперри». В них применяются устройства для защиты аппаратуры от вибраций. Ошибки сервоприводов этих гиropлатформ не превышают 2—3'. В гиropлатформе фирмы «Лакоста-Ромберга» сигнал коррекции вертикали состоит из двух частей: одна пропорциональна сигналу, поступающему от акселерометра, вторая — интегралу этого сигнала. В наиболее перспективной гиropлатформе фирмы «Аэрофлекс» наряду с пропорциональной и интегральной цепями применены еще низкочастотные фильтры. Для исключения «эффекта Гаррисона» и «кросс-каплинг» эффекта используются специально разработанные компьютеры, куда поступают сигналы от горизонтальных акселерометров, от маятника гравиметра [252]. В повышении точности измерений на море значительную роль играли исследования и применение различных методов фильтрации измерений, в том числе цифровой. В табл. 1 приведены основные характеристики различных моделей морских гравиметров.

Большой вклад в разработку конструкции и усовершенствование морских гравиметров внесли А. М. Лозинская, Е. И. Попов, В. А. Тулин, В. О. Баграмянц, В. А. Гладун, Л. П. Смирнов, Л. Д. Немцов и другие советские ученые и конструкторы.

Основной аппаратурно-методической задачей морской гравиметрии на ближайшие годы является разработка методов и средств увеличения точности непрерывных надводных

Основные характеристики различных
моделей морских гравиметров
(по А. Г. Краеву, В. А. Кузванову)

моделей морских гравиметров
Л. Д. Немцову, 1976)

Название (марка) прибора	Страна организация (фирма)	Краткое описание устройства (принцип действия, чувствительный элемент, тип регистрации)	Чувствительность			Постоянная времени τ , с	Диапазон измерений			Смещение нуля-пункта, мГл/сут	Стабилизация наклонов подвижного основания; точность стабилизации, угл. мин	Точность измерений при волнении моря до 5 баллов, мГл
			угловая, рад/Гл	отсчетная (предел чувствительности), мГл	масштаб регистрации, мГл/мм		без перестройки, Гл	с перестройкой, Гл	динамический, Гл			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
СЗ; АНГ; АНГ-М; МАГ	СССР, ВНИИГео- физика, ГАИШ, МГУ	Одиная чувствительная система выполнена в виде крутильных (неастазированных) кварцевых весов с жидкостным демпфированием и жидкостно-металлической температурной компенсацией температурных влияний. В моделях АНГ, АНГ-М и МАГ применена обратная связь с гидродинамическим форсированием. Тип регистрации — визуальный и фотографический (аналоговый)	(5—6)10 ⁻³	2—3	50—100	100—1000	1,0—3,0	5—6	0,2—0,5	2—5	Свободный подвес кардана и гиросtabilizированная платформа 8—10	±5—10
ГАЛ; ГАЛ-М; ГАЛ-ФМ; ТГГ; ТГГ-1 и др.	СССР, ИФЗ АН СССР	Двойная чувствительная система выполнена в виде двух антипараллельных крутильных (неастазированных) кварцевых весов (маятников), смонтированных на общей раме. Демпфирование — жидкостное. Температурная компенсация — жидкостно-металлическая. Комбинированное показание свободно от влияния СС-эффекта. Тип регистрации — фотографический (аналоговый).	(5—6)10 ⁻³	1	100	300—1000	2,0	5	0,3—0,5	2—5	4-гироскопный сферический маятник (гиромаятник) 5—8	±4—6

Название (марка) прибора	Страна организация (фирма)	Краткое описание устройства (принцип действия, чувствительный элемент, тип регистрации)	Чувствительность			Диапазон измерений				Смещение нуля-пункта, мГл/сут.	Стабилизация наклонов подвижного основания; точность стабилизации, угл. мин.	Точность измерений при волнении моря до 5 баллов, мГл
			угловая, рад/Гл	отсчетная (предел чувствительности), мГл	масштаб регистрации, мГл/мм	Постоянная времени τ , с	без перестройки, Гл	с перестройкой, Гл	динамический, Гл			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
ГАЛ-ОМПС; АМГ	СССР, ИФЗ АН СССР	Устройство чувствительного элемента аналогично гравиметрам серии ГАЛ и ТГГ. Система индикации оборудована оптико-электрическим или оптико-механическим преобразователем угла маятника в число-импульсный код и цифровым фильтром. Тип регистрации — цифровой с записью на магнитофон, АЦПУ или ПЛ.	(5—6)10 ⁻³	1	—	300—1000	2,0	5	0,3—0,5	2—5	4-гироскопный двойной гиромаятниковый подвес 5—8	±3—5
ГНГКА-1	СССР, НПО «Южморгео»	Парный комплект кварцевых астазиронных гравиметров с жидкостным заполнением (ГАК-ЖЗ) и жидкостно-металлической (гидростатической) компенсацией температурных влияний. Чувствительный элемент — пружинно-крутильные астазиронные весы (маятник Голицына). Позиция маятника фиксируется электрическим сигналом при помощи фотоэлектрической схемы с выходом на РС-фильтр. Комбинированное показание двух гравиметров свободно от влияния СС-	(1—2)10 ⁻²	0,2—0,5	0,5—2,0	500—1000	1,0—1,5	5	0,2—0,3	1	индикаторно-силовая гиро-стабилизированная платформа с маятниковой коррекцией («СЕВЕР») 2—4	±1—3

Название (марка) прибора	Страна организация (фирма)	Краткое описание устройства (принцип действия, чувствительный элемент, тип регистрации)	Чувствительность			Постоянная времени τ , с	Диапазон измерений			Смещение нуля-пункта, мГл/сут.	Стабилизация наклонов подвижного основания; точность стабилизации, угл. мин.	Точность измерений при волнении моря до 5 баллов, мГл
			угловая, рад/Гл	отсчетная (предел чувствительности) мГл	масштаб регистрации, мГл/мм		без перестройки, Гл	с перестройкой, Гл	динамический, Гл			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
ГМКП, ГМН-К	СССР, ВНИИ-Геофизика	<p>эффекта. Изменение диапазона измерений регистрируется двумя микрометрическими винтами с приводом на компенсационные пружины. Тип регистрации — аналоговый на электрический самописец и цифровой с записью на магнитофон, АЦПУ или ПЛ</p> <p>Парный комплект кварцевых астазированных гравиметров с жидкостным демпфированием и жидкостно-металлической температурной компенсацией. Фотоэлектрический позиционный преобразователь с РС-фильтром. Чувствительный элемент — пружинно-крутильные астазированные веса (маятник Голицына). В модели ГМН-К применена обратная связь с маятника на компенсационный винт с гидродинамическим форсированием по производной. Механический аналоговый фильтр и регулируемое демпфирование. Горизонтальная</p>	$(1-2)10^{-2}$	0,2— —0,5	0,5—2,0	100—1000	1,0—1,5	7	0,2—0,3	1,0	4-гироскопный двойной маятниковый подвес (гиромаятник) на каждый гравиметр 3—4	$\pm 1-3$

Название (марка) прибора	Страна организация (фирма)	Краткое описание устройства (принцип действия, чувствительный элемент, тип регистрации)	Чувствительность			Постоянная времени τ , с	Диапазон измерений			Смещение нуля-пункта, мГл/сут	Стабилизация наклонов подвижного основания; точность стабилизации, угл. мин	Точность измерений при волнении моря до 5 баллов, мГл
			угловая, рад/Гл	отсчетная (предел чувствительности), мГл	масштаб регистрации, мГл/мм		без перестройки, Гл	с перестройкой, Гл	динамический, Гл			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
«Магистр»	СССР, ВНИИ-Геофизика	<p>позиция маятника свободна от СС-эффекта. Изменение диапазона измерений регистрируется двумя микрометрическими винтами. Тип регистрации — аналоговый и цифровой.</p> <p>Струнный гравиметр ГМС имеет чувствительный элемент в виде одинарной струны, нагруженной инертной массой. Опорная частота вибрации струны 1000 Гц. В комплект аппаратуры входит электронный блок регистрации и предварительной обработки данных «Гравитон» с цифровым фильтром низких частот. Тип регистрации — цифровой через частотомер и оперативный аналоговый.</p>	—	0,1	—	—	5,0	—	100	—	4-гироскопный двойной маятниковый подвес (гиромаятник) 3—4	$\pm 1-3$
LCR (La Coste and Romberg)	США	<p>Одинарная металлическая чувствительная система с главной пружиной нулевой начальной длины. Чувствительный элемент — пружинно-крутильные астазированные веса. Закрытое демпфирование обеспечивается воздушным «КО-</p>	—	0,01	0,5—1,0	50—100	5,0	—	—	0,1	индикаторно-силовая гиросtabilизированная платформа LCR 1—3	$\pm 1-3$

Название (марка) прибора	Страна организация (фирма)	Краткое описание устройства (принцип действия, чувствительный элемент, тип регистрации)	Чувствительность			Постоянная времени τ , с	Диапазон измерений			Смещение нуля-пункта, мГл/сут	Стабилизация наклонов подвижного основания; точность стабилизации, угл. мин	Точность измерений при волнении моря до 5 баллов, мГл
			угловая, рад/Гл	отсчетная (предел чувствительности), мГл	масштаб регистрации, мГл/мм		без перестройки, Гл	с перестройкой, Гл	динамический, Гл			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
GSS-2 GSS-3	ФРГ, Askania Werke	<p>локолом». Индикация положения маятника — фотоэлектрическая. В конструкции прибора применена обратная связь с маятника на компенсационный винт. Вычисление эффекта Этвеша — (по навигационным данным) и СС-эффекта (по показаниям навигационного акселерометра) обеспечивается контрольно-управляющей системой. Тип регистрации — аналоговый и цифровой.</p> <p>Одинарная металлическая чувствительная система (чувствительный элемент — крутильные весы) обеспечена критическим магнитно-индукционным демпфированием. Индикация положения маятника — фотоэлектрическая и емкостная. Применена обратная связь с автоматической компенсацией приращений силы тяжести. На выходе установлен вычислитель СС-эффекта. Тип регистрации — аналоговый и цифровой.</p>	—	0,1	0,5—1,0	20—50	2,0	5	—	0,2—0,5	гиростабилизированная платформа «Аншюц» («Аэрофлекс») 2—3(1—2)	±1—3

Название (марка) прибора	Страна организация (фирма)	Краткое описание устройства (принцип действия, чувствительный элемент, тип регистрации)	Чувствительность			Постоянная времени τ , с	Диапазон измерений			Смещение нуля, мГл/сут	Стабилизация наклонов подвижного основания; точность стабилизации, угл. мин	Точность измерений при волнении моря до 5 баллов, мГл
			угловая, рад/Гл	отсчетная (предел чувствительности), мГл	масштаб регистрации, мГл/мм		без перестройки, Гл	с перестройкой, Гл	динамический, Гл			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Bell	США	Конструкция аналогичная GSS-3 и обеспечена электрическим компенсационным приводом с автоматической компенсацией уклонений маятника. Тип регистрации — аналоговый и цифровой.	—	—	—	—	—	5	—	0,5—1,0	—	±1—2
TSSG	Япония	Чувствительная система с одинарной струной (чувствительный элемент — струнный динамометр). Опорная частота вибрации струны 1800 Гц. В комплект гравиметра входит цифровой фильтр низких частот. Тип регистрации — цифровой и аналоговый.	—	—	—	—	5,0	—	100	—	—	±2(?)
MJT, WHOT USA	США, Массачусетский институт технологии	Чувствительная система с двумя последовательными струнами, разделенными инертной массой (чувствительный элемент дифференциальный струнный динамометр). Струны нагружены первоначальным натяжением опорной рамы. Мерой силы тяжести служит разностная частота двух струн.	—	0,2	—	—	5,0	—	100	0,3—1,0	гиростабилизированная платформа 1—3	±1—5

Название (марка) прибора	Страна организация (фирма)	Краткое описание устройства (принцип действия, чувствительный элемент, тип регистрации)	Чувствительность		
			угловая, рад/Гл	отсчетная (предел чувствительности), мГл	масштаб регистрации, мГл/мм
1	2	3	4	5	6
		Система оборудована частотным фильтром с фазовой синхронизацией и вычислительным устройством для определения «эффекта Этвеша» и аномалий силы тяжести. Тип регистрации — цифровой и аналоговый			

Постоянная времени τ , с	Диапазон измерений			Смещение нуля-пункта, мГл/сут	Стабилизация наклонов подвижного основания; точность стабилизации, угл. мин	Точность измерений при волнении моря до 5 баллов, мГл
	без перестройки, Гл	с перестройкой, Гл	динамический, Гл			
7	8	9	10	11	12	13

гравиметрических измерений до уровня, обеспечивающего выполнение полудетальных (масштаб 1:200 000) и детальных (масштабы 1:50 000 и 1:100 000) съемок, со средней квадратической погрешностью $\pm 0,1-0,5$ мГл [130]. В. Л. Пантелевым разработаны принципы динамического синтеза морских гравиметров с погрешностью около 0,1 мГл, выполнены оценки точности учета возмущений второго порядка, сформулированы требования к датчикам этих возмущений, определены оптимальные системы фильтрации силы тяжести. Показано, что оптимальные динамические характеристики морского гравиметра зависят от тех условий, в которых его предполагается использовать [170].

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ И ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ С МОРСКИМИ ГРАВИМЕТРАМИ

Современные автоматизированные набортные гравиметры, как правило, используются для комплексных геофизических съемок, когда одновременно по профилю выполняются измерения глубины дна эхолотом, напряженности магнитного поля Земли буксируемым абсолютным ядерным магнитометром, мощности рыхлых осадков сейсмоакустической установкой и изменения силы тяжести бортовым гравиметром. Так как последние модели бортовых гравиметров обеспечивают возможность измерения силы тяжести с точностью

1—2 мГл при волнении до 3—4 баллов, то основными источниками ошибок при непрерывных профильных измерениях силы тяжести с этими гравиметрами становятся состояние с навигационным обеспечением и учетом сползания нуля гравиметров. Астрономические и радионавигационные определения координат, а также скорости и курса по показаниям обычного лага и компаса в неблагоприятных условиях могут привести к погрешностям вычисления силы тяжести до 10 мГл за счет неправильного учета поправки Этвеша и нормального значения силы тяжести. Нестабильность абсолютной скорости судна и вариации его курса создают медленно изменяющуюся со временем помеху, не отличающуюся по частотному признаку от изменения силы тяжести. Чтобы определить поправку Этвеша с точностью до 1 мГл, например, на широте $\varphi = 60^\circ$ при направлении курса восток—запад, скорость корабля должна быть известна с ошибкой менее 500 м/ч. При направлении курса север—юг и скорости корабля 10 узлов ошибка определения курса не должна превышать 1° [96]. Оснащение экспедиционных кораблей установками для спутниковой навигации, уменьшающими погрешности определения местоположения корабля в любом районе Мирового океана до первых десятков метров, полностью решает проблему навигационного обеспечения морских гравиметрических съемок в открытом океане. Так, в 15-м рейсе НИС «Академик Курчатов» в северной Атлантике впервые

в экспедициях СССР была применена спутниковая навигация, которая обеспечила вычисление поправки Этвеша с ошибкой не более 0,5 мГл [123].

Смещение нуля в той или иной степени характерно для всех видов гравиметров. Величина и характер смещения нуля-пункта существенно влияет на точность измерений силы тяжести, особенно при большом интервале времени между опорными наблюдениями. При длительных морских гравиметрических экспедициях опорные наблюдения удается производить только в портах заходов научно-исследовательских судов. В общепринятой методике учета смещения нуля гравиметров предполагается постоянная скорость смещения нуля. Однако, как показывает опыт, это предположение справедливо лишь для небольших интервалов времени. При длительных (один-два месяца) интервалах между очередными заходами в порты для опорных наблюдений линейность смещения нуля-пункта морских гравиметров всегда остается проблематичной. Основное влияние на скорость смещения нуля, по-видимому, оказывают температурные условия и условия транспортировки гравиметров. Поэтому термостатирование морских гравиметров является важным фактором, стабилизирующим смещение нуля. Обычно при морских измерениях силы тяжести используют несколько гравиметров, однако это не дает возможности строго контролировать смещение нуля гравиметров на протяжении рейса. Так как все гравиметры на корабле обычно находятся в одной лаборатории, то условия для всех приборов будут идентичными и, следовательно, смещения нуля будут однотипными. При наличии нескольких приборов можно установить скачок в смещении нуля у какого-либо из приборов.

В Советских Антарктических экспедициях смещение нуля гравиметров определялось одновременными измерениями силы тяжести с морскими маятниковыми приборами и гравиметрами [91, 99, 109, 113, 126, 211]. Такой способ учета смещения нуля возможно осуществлять только при отсутствии волнения, во льдах. При больших возмущающих ускорениях как маятниковые, так и гравиметровые определения силы тяжести бывают отягощены трудно учитываемыми как систематическими, так и случайными погрешностями. На фоне таких больших погрешностей практически не удастся надежно выделить систематическую разницу в показаниях маятников и гравиметра, обусловленных смещением нуля гравиметра. Наиболее надежно смещение нуля гравиметра определяется по разности $\sigma \Delta g$, полученной между показаниями маятников и гравиметра в портах захода, у причалов, на островах, где влияние возмущающих ускорений пренебрежимо мало [56, 73, 79, 93]. Весьма перспективным представляется разработка автономного маятникового прибора, который погружается

в гондоле на глубину 100—200 м для ослабления влияния возмущающих ускорений. Имея на борту такой аппарат, можно регулярно, независимо от состояния моря, получать жесткие маятниковые опорные пункты повышенной точности и систематически контролировать смещение нуля гравиметров. Идея использования буксируемых и погруженных на определенную глубину гондол для измерения силы тяжести впервые была предложена В. В. Федынским (1967). Применение погруженных буксируемых гондол для измерения силы тяжести позволяет снизить уровень возмущающих ускорений внутри гондолы в 5—10 раз и выполнять высокоточные определения силы тяжести в условиях сильного волнения, когда измерения на борту становятся малочисленными или невозможными. Первый макет маятникового прибора для измерения силы тяжести в буксируемой гондоле был изготовлен в отделе гравитации ГАИШ. Разработка гондол для гравиметрической аппаратуры производилась в Геленджикском отделении Южморгео [159].

В связи с повышением точности морских гравиметров и с переходом к детальным площадным морским гравиметрическим съемкам в шельфовых зонах для изучения структур фундамента и осадочной толщи большое значение приобретают вопросы оптимальной густоты сети наблюдений. Так как автоматизированные морские набортные гравиметры позволяют получать практически непрерывную информацию об аномалиях силы тяжести вдоль профиля наблюдений, то оптимальная густота сети морских гравиметрических наблюдений в сущности будет определяться оптимальным расстоянием между профилями наблюдений. При оптимальной морской гравиметрической съемке расстояние между профилями должно быть выбрано так, чтобы не потерялись отдельные детали поля, т. е. по любому сечению в крест простираения профилей наблюдений можно было бы восстановить непрерывно изменяющуюся кривую силы тяжести. Наиболее обоснованно оптимальная густота гравиметрической съемки может быть определена исходя из анализа статистических характеристик (радиуса автокорреляции, спектральной плотности) аномального гравитационного поля. Радиус автокорреляции, определяемый как значение аргумента автокорреляционной функции, при котором она либо обращается в нуль, либо равна 0,3 своего максимального значения, дает возможность оценить полосу частот исследуемого поля $r_k = \pi/\omega$.

Согласно теореме Котельникова непрерывная функция $F(x)$ с ограниченным спектром ширины $2\omega_0$ может быть представлена рядом, коэффициентами которого являются отсчеты исходной функции, взятые через интервал π/ω . Следовательно, автокорреляционная функция может быть восстановлена как непрерывная кривая, если она задана дискретно

с шагом, равным радиусу автокорреляции. Но для определения этих дискретных значений достаточно и реализации (гравиметрический профиль) случайной функции брать в дискретных точках с тем же самым шагом. Если предположить, что дискретное задание каждой реализации стационарной в широком смысле случайной функции полностью определяет не только ее автокорреляционную функцию, но и все ее значения, то максимальный допустимый шаг задания гравитационного поля при условии отсутствия погрешности измерений будет равен радиусу автокорреляции. Статистический анализ результатов непрерывных профильных измерений силы тяжести с набортными гравиметрами в различных областях океанов показал, что радиус автокорреляции аномалий в свободном воздухе изменяется в широких пределах [1, 148, 149]. Минимальные радиусы автокорреляции аномалий характерны для областей с резким расчленением рельефа дна в областях рифтовых подводных хребтов, подводных гор, банок, переходных зон от материков к океанам с расчлененным рельефом коренных пород фундамента. В этих областях радиус автокорреляции $r_{0,3}$ аномалий в свободном воздухе уменьшается до 4—6 км. Радиус автокорреляции можно определить, минуя автокорреляционную функцию, непосредственно из оценки спектральной плотности [168]. Радиус автокорреляции

$$r_k = \sqrt{2} \times D/D^1, \quad (7)$$

где D — дисперсия функции; D^1 — дисперсия первой производной функции. Сравнение на моделях радиусов автокорреляции, вычисленных обычными способами $R(r_{00}) = 1$ и $R(r_{0,3}) = 0,3 D^2$ и по формуле (7), показало, что $r_{00} > r_k < r_{0,3}$. В районе срединно-океанических хребтов со средней квадратической вариацией аномалий силы тяжести в свободном воздухе $D = \pm 80$ мГл и вариацией горизонтального градиента $D^1 = \pm 20$ мГл/миля расстояние между галсами не должно превышать $r_k = 1,41 \frac{80}{20} \approx 6$ миль.

Для областей глубоководных котловин океанов с выровненным рельефом дна характерно увеличение радиуса автокорреляции аномалий в свободном воздухе в два-три раза по сравнению с радиусом автокорреляции аномалий в областях с резким расчленением рельефа дна. Соответственно над глубокими океаническими котловинами оптимальная густота сети гравиметрических профилей может быть разрежена в два-три раза.

С внедрением в практику морских геофизических исследований автоматизированных бортовых гравиметров с непрерывной регистрацией изменения силы тяжести обработка ре-

зультатов наблюдений с этими гравиметрами производится на универсальных цифровых ЭВМ.

Во время 10-го рейса НИС «Академик Курчатов» впервые в советских морских геофизических экспедициях была осуществлена оперативная обработка морских геофизических данных с помощью судовой ЭВМ «Минск-2» по программе «МАТРОС» (магнитометрия, сила тяжести, рельеф, осадки). Самописцем «Ладога» были построены графики аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе, магнитных аномалий, рельефа дна и мощности осадков (рис. 1) по маршруту протяженностью 6500 миль [79]. Аномалия в свободном воздухе вычислялась по формуле

$$\Delta g = C + kS - m(T - T_0) + \frac{\lambda_i - \lambda_{i-1}}{T_i - T_{i-1}} 450 \cos^2 \varphi - 5172,3 \sin^2 \varphi + 5,8 \sin^2 2\varphi, \quad (8)$$

где C , k , m — постоянные гравиметра; $T - T_0$ — интервал времени (мин), прошедший с момента выхода с пункта, на котором значение силы тяжести было равно g_0 и отсчет гравиметра S_0 ; $T_i - T_{i-1}$ — интервал времени (мин) между двумя наблюдениями положения судна; $\lambda_i - \lambda_{i-1}$ — изменение долготы за это время, минуты дуги; φ — широта.

Величина C зависит от g_0 , S_0 и цены деления k гравиметра. Ее предварительное значение вычислялось по формуле

$$C = g_0 - kS_0 - 978\,049. \quad (9)$$

Числовые значения коэффициентов при $\sin^2 \varphi$ и $\sin^2 2\varphi$ соответствуют международной формуле нормальной силы тяжести. Для удобства счета на ЭЦВМ к постоянной C добавлялась та часть поправки в смещении нуля-пункта, которая накапливалась к 0 ч текущих суток, так что интервал $T - T_0$ соответствовал времени по Гринвичу в момент наблюдения.

Одной из основных поправок, которая учитывалась в рейсе, была поправка за эффект Этвеша, приведенная к виду

$$\Delta g_3 = \frac{\lambda_i - \lambda_{i-1}}{T_i - T_{i-1}} 450 \cos^2 \varphi.$$

Для двухсистемного автоматизированного кварцевого морского гравиметра ИФЗ АН СССР программа обработки на универсальной цифровой ЭВМ «Минск-22» разработана Э. А. Боярским. В ЭВМ вводятся предварительно сглаженные отсчеты гравиметра, цена деления, постоянная времени жидкостного демпфера гравиметра, параметры кривых смещения нуля-пункта гравиметра, значения силы тяжести на исход-

ном пункте, величина поправки Гаррисона, координаты и времени начала и конца галса, глубины на галсе. Машина выполняет вычисления: поправки за запаздывание отсчета гравиметра; поправки за смещение нуля-пункта; поправки Этвеша по заданным координатам и времени, сглаженных значений силы тяжести за заданный промежуток времени наблюдений; нормального поля по формулам Гельмерта и Кассиниса; аномалий в свободном воздухе по указанным формулам; координат на средний момент времени осреднения; интерполированного значения глубины моря на средний момент; разности показаний двух или трех гравиметров [197]. При коротком интервале сглаживания показаний гравиметра возрастают погрешности в измеренных значениях силы тяжести вследствие недостаточного времени осреднения вертикальных ускорений. Однако значительное увеличение времени осреднения, особенно при съемках в районах с резкими изменениями аномалий силы тяжести, может привести к существенному искажению полученных результатов. Программа предусматривает возможность осреднения показаний гравиметра скользящим средним. Результаты вычислений выдаются в форме каталога или графиков аномалий и глубин в трех масштабах [198]. Аналогичные программы

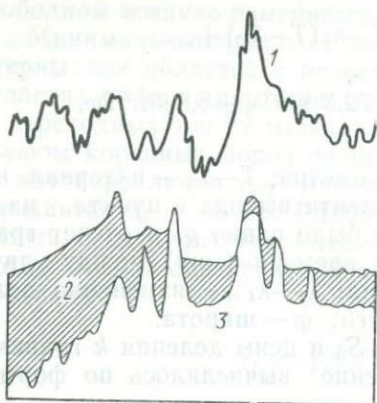


Рис. 1. Комплексный профиль (образец) (по А. Г. Гайнанову, Е. Д. Корякину, В. Л. Пантелеву, 1975):

1 — аномалии силы тяжести в свободном воздухе; 2 — осадочный слой; 3 — акустический фундамент

обработки результатов измерений силы тяжести набортными автоматизированными гравиметрами на универсальных цифровых ЭВМ разработаны и в других научно-исследовательских организациях как в СССР, так и за рубежом [20, 22, 252]. При последующей обработке полученных аномалий в свободном воздухе с целью геологической интерпретации также широко используются универсальные цифровые машины как для вычисления редуций Буге и изостатических редуций, так и для количественных расчетов при интерпретации аномалий силы тяжести по методу подбора и при статистическом анализе.

В настоящее время разработаны автоматизированные системы сбора и обработки геофизической информации на экспедиционных кораблях, позволяющие синхронизировать работу датчиков информации по сейсмо-, электро-, гравитационной и магниторазведке, гидрографии, радиогеодезии и спутниковой навигации [119, 121].

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ЭКСПЕДИЦИИ В ТИХОМ, АТЛАНТИЧЕСКОМ И ИНДИЙСКОМ ОКЕАНАХ

Определения силы тяжести в океанах интенсивно начали развиваться с середины 20-х годов XX столетия, после того как Венинг-Мейнес предложил метод разностного или фиктивного маятника для морских измерений силы тяжести и выполнил определения силы тяжести сконструированным им морским маятниковым прибором при плавании на подводных лодках в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах [30, 259]. Наблюдения производились на подводной лодке при глубине погружения не более 25 м. Трехмаятниковый прибор Венинг-Мейнеса в первых рейсах не имел датчиков для регистрации возмущающих ускорений и поправка Броуна была оценена по флюктуациям отметок времени на фотозаписи колебаний маятников. Эти оценки показали, что для большинства пунктов поправка Броуна не превышает $-4-6$ мГл. Однако для отдельных пунктов, где наблюдения выполнены в неблагоприятных условиях волнения моря, поправка Броуна достигает -26 мГл и даже -44 мГл. Поэтому средняя квадратическая ошибка измерения силы тяжести в первых рейсах достигала ± 10 мГл, так как поправки Броуна по флюктуациям отметок времени на фотозаписи колебаний маятников определялись с погрешностью 50% от величины самой поправки. В дальнейшем маятниковый прибор Венинг-Мейнеса был снабжен дополнительными длинно- и короткопериодическими маятниками, позволяющими регистрировать возмущающие ускорения и определять поправку Броуна с необходимой точностью и соответственно повысить точность измерений силы тяжести (средняя квадратическая ошибка $\pm 4-6$ мГл). Для всех маятниковых пунктов были вычислены поправки за топографию ближней зоны, за топографию и компенсацию по схемам Хейфорда-Боуи, Хейсканена и Венинг-Мейнеса и соответственно определены аномалии силы тяжести в редуциях в свободном воздухе, модифицированном Буге (Гленни) и изостатических (по схемам Хейфорда-Боуи, Хейсканена, Венинг-Мейнеса). Анализ этих данных привел к открытию пояса интенсивных отрицательных изостатических аномалий в районе Индонезийских островных

дуг и глубоководных желобов, а также обширной региональной положительной аномалии во всех редукциях в этой области. Наиболее вероятной причиной повышенного гравитационного поля над столь обширным пространством Венинг-Мейнес предположил существование нисходящих конвекционных течений в верхней мантии, приводящих к горизонтальному сжатию коры. Вследствие интенсивного сжатия коры над нисходящими ветвями конвекционных течений образуется большой прогиб подошвы коры лишь частично скомпенсированный складчатостью и подъемом кровли коры. Идеи Венинг-Мейнеса об интенсивных горизонтальных сжатиях в областях островных дуг и деформациях коры получили дальнейшее развитие в гипотезе новой глобальной тектоники плит.

После первых экспедиций Венинг-Мейнеса по разработанной им методике в различных районах Атлантического, Тихого и Индийского океанов маятниковые измерения силы тяжести на подводных лодках выполнялись геофизиками США, Англии, Японии и Норвегии. Морской трехмаятниковый прибор Венинг-Мейнеса позже был усовершенствован, для учета влияния возмущающих ускорений применяли специальные акселерометры, а вместо морских хронометров для получения отметок времени стали использовать кварцевые часы. Все это позволило повысить точность маятниковых определений на подводных лодках до $\pm 2-3$ мГл. Сводка морских маятниковых измерений силы тяжести американских исследователей на подводных лодках выполнена Уэрзелом [269]. Им же составлены схематические разрезы земной коры по сейсмическим и гравиметрическим данным в предположении однородной плотности верхней мантии и стандартной колонки океанической земной коры.

Результаты подводных маятниковых измерений силы тяжести дают наиболее надежную информацию о гравитационном поле океанов и служат в то же время жестким каркасом для увязки, контроля и оценки результатов надводных гравиметрических измерений. Однако из-за очень редкой сети маятниковых пунктов (через 100—200 км), многие особенности строения верхних частей земной коры не могут быть выявлены по этим данным (рис. 2).

Измерения силы тяжести при помощи морского маятникового прибора, установленного на подводной лодке, проведенные Л. В. Сорокиным в 1937 г. в Охотском и Японском морях; И. Д. Жонголовичем и В. Х. Буйницким в 1937—1940 гг. во время дрейфа ледокольных пароходов «Седов» и «Садко» в Северном Ледовитом океане положила начало советским определениям силы тяжести в океанах. После окончания второй мировой войны в Советском Союзе были продолжены исследования по морским маятниковым измерениям

силы тяжести. В 1948 г. в Московском государственном университете совместно с НИИГГР под руководством профессоров В. В. Федынского и Л. В. Сорокина были начаты опытно-методические работы по выяснению условий и возможностей выполнения морских маятниковых измерений силы тяжести на борту кораблей различного водоизмещения [207]. В 1950 г. кафедра геофизических методов исследования земной коры геологического факультета МГУ поставила перед собой задачу разработки и усовершенствования методики морских геофизических работ и изучения глубинного строения земной коры в области Мирового океана. В 1951—1954 гг. на НИС «Витязь» при экспедиционных плаваниях в Японском, Охотском и Беринговом морях, Курило-Камчатском и Алеутском желобах и примыкающих частях Тихого океана были выполнены маятниковые измерения силы тяжести [38]. Опыт маятниковых работ на НИС «Витязь» показал, что для уменьшения влияния вибрации необходимо производить наблюдения на дрейфовых станциях или при малых оборотах двигателей, когда почти прекращается влияние вибрации от работы дизелей. Несмотря на сравнительно низкую точность измеренных значений силы тяжести благодаря относительно густой сети наблюдений, особенно в районе Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, были выявлены главнейшие особенности аномального гравитационного поля в редуцированных в свободном воздухе и Буге этой области. Вдоль Курильской островной дуги была выделена полоса больших положительных аномалий силы тяжести, а вдоль глубоководного желоба — интенсивных отрицательных аномалий в свободном воздухе. Надежно прослеживался положительный максимум аномалий вдоль краевого вала, примыкающего к Курильскому желобу с востока.

На карте аномалий Буге вдоль Курильской островной дуги и ее восточного склона прослеживалась полоса относительно пониженных значений аномалий Буге. Была оценена поправка за топографию дна в районе Курильского желоба и показано, что недоучет поправки за рельеф при вычислении аномалий Буге в районе островных дуг может привести к погрешностям до $\pm 40-60$ мГл. На основании совместного анализа аномалий в свободном воздухе и Буге высказано предположение о нарушении изостатического равновесия в районе Курильской островной дуги. Результаты маятниковых измерений силы тяжести на НИС «Витязь» (1951—1954 гг.) были использованы при планировании комплексных геолого-геофизических исследований в переходной зоне от Азиатского материка к Тихому океану в период МГГ в 1957—1958 гг., многие детали и особенности аномального гравитационного поля были подтверждены и уточнены последующими гравиметрическими съемками. Опыт морских маятниковых измере-

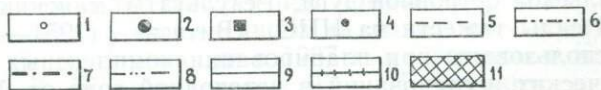
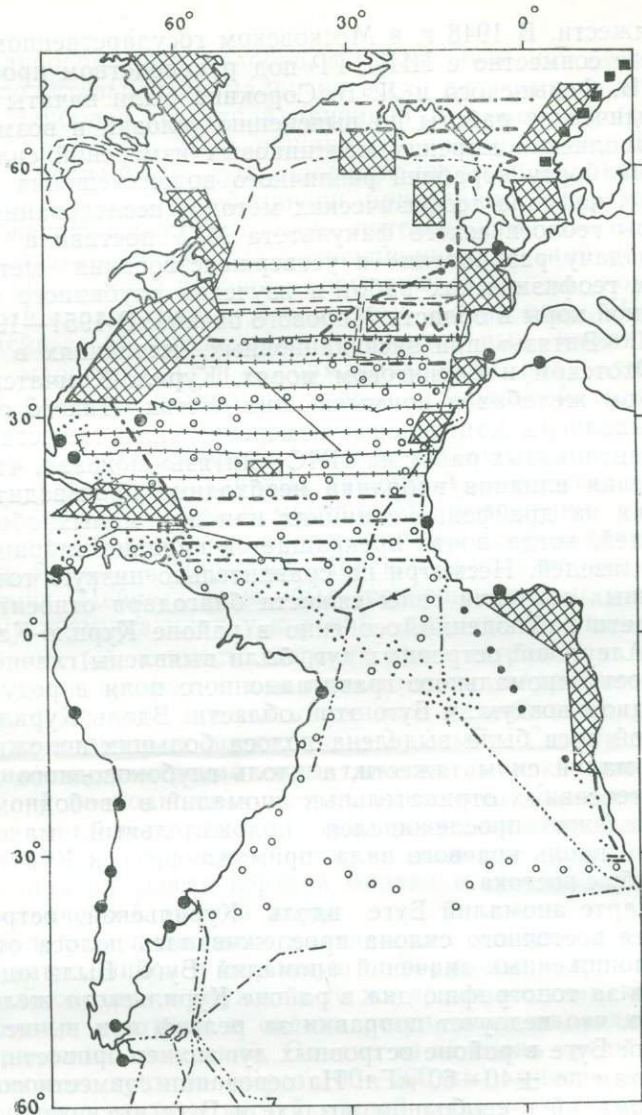


Рис. 2. Схема изученности гравитационного поля Атлантического океана (зарубежные экспедиции):
 1, 3, 4 — маятниковые измерения на подводных лодках

ний силы тяжести на НИС «Витязь» был использован при составлении технического задания на проектирование и изготовление морского шестимаятникового прибора. Идея такого прибора была предложена В. В. Федынским, а рабочие чертежи составлены в СКБ МГУ. Доработка и изготовление прибора осуществлялась в экспериментальных мастерских ИФЗ АН СССР [2].

В связи с подготовкой к гравиметрическим исследованиям в Антарктических водах в 1954—1955 гг. были выполнены маятниковые измерения силы тяжести на танкере «Апшерон» и китобазе «Слава». Это был первый опыт дальнего многомесячного плавания с целью систематических определений силы тяжести в океане [39]. Измерения силы тяжести выполнялись двумя трехмаятниковыми приборами, до этого применявшимися в экспедициях на НИС «Витязь». Гравиметрические работы на китобазе «Слава» проводились в тяжелых условиях, часто при штормовой погоде; маятниковый прибор находился в неблагоприятном температурном режиме, в связи с чем многие определения имели низкую точность. В дальнейшем этот опыт был использован при разработке теории, методики и аппаратуры для надводной гравиметрической съемки.

В 1955 г. при Государственном астрономическом институте им. П. К. Штернберга (ГАИШ, МГУ) была организована морская гравиметрическая экспедиция под руководством В. В. Федынского и Н. П. Грушинского. С тех пор морские гравиметрические исследования на кафедре геофизики Геологического факультета МГУ проводятся в тесном сотрудничестве с коллективом морской гравиметрической экспедиции ГАИШ. В 1955—1956 гг. были проведены маятниковые измерения силы тяжести на борту д/э «Обь» [40] с использованием аппаратуры, примененной на китобазе «Слава». Для регистрации возмущающих вертикального и горизонтального ускорений, вызванных качкой корабля и получения поправок второго порядка (поправки Броуна) были сконструированы и построены отдельные блоки (РНУ) с вертикальным акселерометром и двумя «медленными» (длиннопериодическими маятниками [192]). На основании проведенных на борту д/э «Обь» исследований впервые были получены данные о гравитационном поле прибрежной полосы Индийского сектора Антарктики. Впервые при маятниковых определениях силы тяжести на кораблях испытаны и успешно применены блоки РНУ для регистрации возмущающих вертикальных и гори-

(США, Англия, Нидерланды, Норвегия); 2 — опорные гравиметрические пункты; 5—10 — гравиметрические измерения с надводных кораблей (США, Англия, Нидерланды, Канада, Дания, Япония); 11 — площадные съемки

зонтальных ускорений и кварцевые генераторы как эталоны времени. Это обеспечило получение аномалий силы тяжести со средней квадратической ошибкой $\pm 8-9$ мГл.

В результате проведенных испытаний аппаратуры было выяснено: 1) удовлетворительные маятниковые наблюдения на д/э «Обь» из-за сильной вибрации машин возможно проводить только на дрейфовых станциях или малом ходу; 2) из-за большой качки удовлетворительные маятниковые наблюдения можно проводить только при штилевой погоде или волнении 1—2 балла, а также во льдах. При более сильном волнении или зыби увеличиваются возмущающие влияния ускорений, вызванных качкой корабля, их учет становится невозможным по фотозаписи блока РНУ.

В 1956—1957 гг. на борту д/э «Обь» были продолжены гравиметрические исследования в Антарктических водах [99]. В том же году группа гравиметристов ГАИШ на д/э «Лена» выполнила несколько опорных гравиметрических определений на материке Антарктида [109]. В этих экспедициях впервые был применен опытный экземпляр морского сильнозатухшего кварцевого гравиметра ВНИИГеофизики и испытана методика совместного использования морского гравиметра с маятниковым прибором.

В третьей Антарктической экспедиции на д/э «Обь» морской гравиметр применялся уже как рабочий прибор, с помощью которого были выполнены измерения силы тяжести между маятниковыми пунктами, принимавшимися за опорные [211]. Эта экспедиция ввела классификацию пунктов по условиям работ, разделив пункты на ледовые и морские, полученные при различных волнениях моря. Кроме морских и ледовых пунктов было определено большое количество пунктов на самом континенте. В дальнейшем морские гравиметрические работы проводились во многих советских антарктических экспедициях на судах «Обь», «Лена», «Профессор Зубов» [87, 126, 127]. На последнем впервые в Антарктике были выполнены непрерывные измерения силы тяжести на ходу судна с помощью автоматизированного набортного гравиметра АНГ конструкции ГАИШ и ВНИИГеофизики. Этим прибором были получены 9 непрерывных гравиметрических профилей общей протяженностью 6270 миль. Кроме этого экспедиция определила 21 маятниковый пункт и 35 пунктов с затухшим гравиметром СГК. Наибольший интерес представляют профили, выполненные в Южной Атлантике, в частности профиль между советскими антарктическими станциями «Мирный» и «Беллинсгаузен» протяженностью около 4200 миль [128]. Результаты измерений силы тяжести в Антарктике, полученные советскими и зарубежными исследователями, обобщены и изданы в виде каталога гравиметрических пунктов [101]. По данным гравиметрических исследований

составлены схематические гравиметрические карты Южного океана и прибрежной зоны Антарктиды [186, 191].

В 1957—1958 гг. в центральной и западной частях Тихого океана были выполнены измерения силы тяжести морским шестимаятниковым прибором и морскими затушенными кварцевыми гравиметрами, установленными на гиросtabilизированной платформе и кардане [56, 188]. В этих рейсах впервые в длительном океанском плавании был испытан морской шестимаятниковый прибор с кварцево-металлическими маятниками ЦНИИГАиК. В штативе маятникового прибора смонтированы два длиннопериодических «медленных» маятника, а также три короткопериодических маятника с сильным магнитным демпфером. Во время выполнения программы опорных наблюдений во Владивостоке было замечено, что установка блока короткопериодических маятников с сильными магнитными демпферами, создающими вблизи инварных головок ближайших к ним кварцево-металлических маятников возмущающие магнитные поля напряженностью до 10 единиц СГС, вызывает изменение периодов колебания кварцевых маятников до $110 \cdot 10^{-7}$ с (45 мГл). Поэтому магнитные демпферы были сняты и короткопериодические маятники имели только воздушное затухание. После экспериментальной проверки влияния сильных магнитов на периоды колебания кварцевых маятников с инварными головками все кварцевые маятники были размагничены в переменном поле соленоида. Для контроля за изменением магнитного поля был использован подвесной магнитометр М-8, позволяющий с точностью до 0,5% измерять относительные изменения вертикальной составляющей магнитного поля Δz [133].

Гравиметровые измерения силы тяжести из-за недостаточного демпфирования кварцевых систем и больших возмущающих ускорений оказались отягощенными значительными случайными и систематическими погрешностями и из дальнейшей обработки были исключены. Из анализа различных источников погрешностей и сопоставления с маятниковыми измерениями на подводных лодках зарубежных экспедиций точность маятниковых определений силы тяжести получилась порядка ± 9 — 10 мГл. При этом основная погрешность обусловлена ошибкой вычисления поправки Броуна при больших значениях возмущающих ускорений.

Опыт работ с морскими кварцевыми затушенными гравиметрами на различных кораблях показал необходимость дальнейшего усовершенствования и автоматизации морских гравиметров. С созданием автоматизированных набортных гравиметров АНГ, ГМН, АМГ и других резко возросла производительность и точность морских измерений силы тяжести. С модернизированным гравиметром АНГ-М, в котором для подавления автоколебаний было введено корректирую-

щее устройство, в 1966—1967 г. при плавании НИС «Витязь» в северо-западной части Индийского океана были выполнены непрерывные измерения силы тяжести на профилях общей протяженностью 5600 миль [93]. Гравиметр АНГ-М был помещен в карданы, а для регистрации возмущающих ускорений использовался трехкомпонентный гироакселерометр [171]. Для создания системы опорных пунктов использовали морской шестимаятниковый прибор, а для контроля работы гравиметра АНГ-М — два затушенных гравиметра СГК.

Средняя квадратическая ошибка определения аномалий силы тяжести гравиметром АНГ-М в этих рейсах равна $\pm 5-7$ мГл, при этом основная погрешность обусловлена ошибкой определения поправки за возмущающие горизонтальные ускорения.

В 1969 г. во время плавания научно-исследовательского судна Института океанологии АН СССР «Академик Курчатов» в Северной Атлантике были выполнены гравиметрические съемки в комплексе с геолого-геофизическими исследованиями на полигонах в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта [46]. Кроме гравиметрической съемки на полигонах выполнены измерения во время переходов судна с морскими гравиметрами ГАЛ и ТГГ (ИФЗ АН СССР), маятниковые опорные наблюдения в портах захода судна с морским трехмаятниковым прибором (ЦНИИГАиК), исследования струнного гравиметра и системы гироскопической стабилизации гравиметра ТГГ в морских условиях [73]. Гравиметрические работы на полигонах, расположенных в рифтовой зоне Атлантического океана, проводили во время промеров глубины моря одновременно с магнитными измерениями. Была получена запись изменения силы тяжести на профиле протяженностью 700 миль, который проходил преимущественно вдоль рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (рис. 3). Средняя квадратическая ошибка определения аномалий в свободном воздухе по сопоставлению с результатами английской гравиметрической съемки 1969 г., проведенной с гравиметром Графа равна $\pm 6,5$ мГл. При этом выявилось систематическое расхождение между советскими и английскими измерениями на 10 мГл [241].

В 1971 г. на судне «Академик Курчатов» были выполнены геофизические съемки вокруг Исландии с целью определения положения Исландии по отношению к Срединно-Атлантическому хребту и изучения глубинного строения основных морфоструктур этой части Атлантического океана [47]. В экспедиции применялся широкий комплекс геолого-геофизических методов — эхолотирование, сейсмоакустическое профилирование, гравиметрия, магнитометрия, измерения теплового потока, донная сейсмометрия, драгирование коренных пород

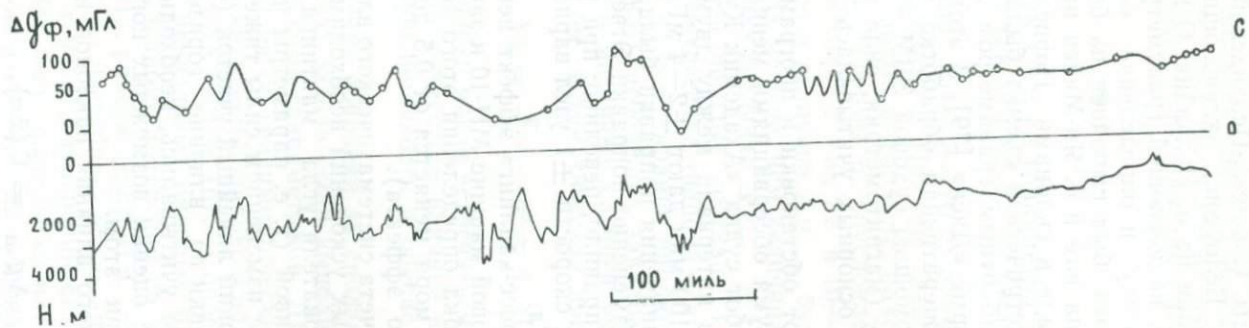


Рис. 3. Профиль дна и аномалий в свободном воздухе при переходе от полигона № 4 к полигону № 2 вдоль Срединно-Атлантического хребта (по А. Г. Гайнанову, В. Л. Пантелееву, 1972)

морского дна, отбор проб осадков трубками и дночерпателем, сбор проб воды. Одновременно с морскими исследованиями были начаты работы Советско-Исландской экспедиции под руководством В. В. Белоусова, включающие геолого-геофизические исследования на о. Исландия. Основной объем геофизической съемки, включающей гравиметрическую, магнитную, эхолотную съемку и определение мощности осадков сейсмопрофилографом, был выполнен на большой площади между Исландией на юге и о. Ян-Майен на севере, льдами Гренландии на западе и склонами Норвежской котловины на востоке. Гравиметрическая съемка была выполнена автоматизированным наборным гравиметром АНГ, установленным на гиropлатформе «Диск» [79]. В этом рейсе была осуществлена также оперативная обработка морских геофизических данных с помощью судовой ЭВМ «Минск-2» по программе «МАТРОС» (магнитометрия, сила тяжести, рельеф, осадки). Одной из основных учитывалась поправка за эффект Этвеша.

В зависимости от обстановки и программы исследований интервал между двумя наблюдениями менялся от 40 мин до 6 ч. Для района работ судна «Академик Курчатов» ошибки определения концов интервала между двумя наблюдениями $\pm 3'$ для $T_i - T_{i-1} = 100$ мин дают $\pm 2-4$ мГл. Поэтому ошибка учета среднего значения поправки была, по-видимому, не меньше ± 3 мГл. Изменение поправки Этвеша между наблюдениями было, как правило, невелико: при рыскании по курсу $\pm 1^\circ$ и изменении скорости ± 1 узел вариации поправки не превышали ± 2 мГл.

Поправка за «кросс-каплинг» эффект непрерывно подсчитывались на аналоговой машине МН-10 и записывалась самописцем Н-373. Ошибка определения этого эффекта в зависимости от состояния моря меняется от 0,5 до 4 мГл ($\sim 10\%$ от величины самого эффекта).

Для надежного учета систематического влияния вертикальных и горизонтальных ускорений необходимо, чтобы характеристика преобразователя угла маятника в электрический сигнал была устойчивой (т. е. параметры не изменялись бы ни со временем, ни с изменением силы тяжести или температуры) и имела широкий линейный участок (около 1500 мГл).

Поскольку поправки за влияние горизонтальных ускорений и наклонов не учитывались, необходимо сделать хотя бы ориентировочные оценки возможных погрешностей, которые допускались при этом.

Эффект совместного влияния наклонов и ускорений имеет вид

$$\Delta g_{x\alpha} = \Gamma \{ \ddot{x} \alpha \}, \quad (10)$$

где α — наклон основания гравиметра.

Сравнивая эту формулу с (6), видно, что они отличаются только тем, что вместо угла φ в эту формулу входит α . Но величина «кросс-каплинг» эффекта известна, она регистрировалась. Остается лишь сравнить величины φ и α . Для φ справедлива следующая приближенная формула:

$$\varphi \approx \frac{\ddot{z}}{T \omega} v, \quad (11)$$

где T — постоянная времени гравиметра; ω — круговая частота вертикального ускорения; v — угловая чувствительность гравиметра.

Для гравиметра АНГ $T=70$ с; $v=0,57 \cdot 10^{-5}$ рад/мГл = $=1,8 \cdot 10^{-2}$ мин. дуги/мГл. Примем $\ddot{z}=100-150$ Гл, $\omega=1$. Подставляя эти данные в формулу, получим $\varphi=26'-45'$.

Ошибка гиropлатформы α , обусловленная качкой корабля, вряд ли превосходит $2'-3'$, т.е. в 10—15 раз меньше. Следует ожидать, что и величина Δg_{α} будет по крайней мере во столько же раз меньше, чем величина «кросс-каплинга». А это означает, что величина Δg_{α} в худшем случае (в условиях штормовой погоды) составит 3—5 мГл.

Другая систематическая ошибка — это ошибка нивелирования. Несмотря на все старания наблюдателей, нельзя было полностью избежать небольших завалов гравиметров, при которых пузырьки масляных уровней уходили до трех делений ($6'$). При этом систематическая погрешность составляет

$$\Delta g = \frac{g}{2} \alpha^2 \approx 4 \text{ мГл.}$$

Однако такие ошибки могли встречаться только как исключение. Тем не менее совместное влияние наклонов и ускорений создает некоторую неточность в оценке систематических погрешностей.

Для определения поправки за сползание нуля гравиметров во всех портах захода были выполнены контрольные наблюдения с морскими гравиметрами. Для связи места стоянки корабля с опорным гравиметрическим пунктом использовался серийный кварцевый широкодиапазонный астазирванный гравиметр ГАК-7Ш № 167. Сопоставление результатов наблюдений на причальных опорных пунктах дает среднюю квадратическую ошибку измерений на этих пунктах морским гравиметром АНГ, равную $\pm 2,3$ мГл. Эта величина, повидимому, обусловлена нестабильностью дрейфа нуля.

Для оценки точности измерений силы тяжести с морским гравиметром АНГ были выполнены наблюдения на профилях при прямом и обратном галсах в штилевую погоду (при отсутствии эффекта «кросс-каплинг»). По этим данным средняя квадратическая ошибка единичного измерения равна

$\pm 2,9$ мГл. Близкие параллельные галсы в районе подводной горы в Гренландском море позволили определить среднюю квадратическую ошибку по интерполированным значениям ($\pm 4,4$ мГл).

Анализ полученных материалов показал, что суммарная погрешность определения аномалий силы тяжести изменяется в зависимости от состояния моря. При волнении моря от 0 до 4 баллов она равна $\pm 3-5$ мГл, при волнении 4—7 баллов — $\pm 5-10$ мГл.

Большой объем гравиметрических исследований выполнен морской постоянно действующей экспедицией ИФЗ АН СССР на судах «Витязь», «Академик Курчатов», «Дмитрий Менделеев», а также в морских экспедициях ВНИИГеофизики, НИИГА, СахКНИИ. Так, в 43-м рейсе НИС «Витязь» в 1968 г. в Тихом океане на 40 галсах протяженностью около 10500 км и в 5-м рейсе НИС «Академик Курчатов» в 1969 г. в Атлантическом океане на 163 галсах протяженностью около 30 тыс. км выполнены измерения силы тяжести автоматизированными морскими гравиметрами ГАЛ-ОМПО-2 и АМГ, установленными на гиросtabilизированных платформах [198]. В 5-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в 1971 г. в Атлантическом и Тихом океанах определены 5800 гравиметровых пункта. Всего с автоматизированными морскими гравиметрами АН СССР с 1968 по 1975 г. в Тихом и Атлантическом океанах произведены наблюдения на непрерывных профилях общей протяженностью около 300 тыс. км. Эти наблюдения характеризуются случайной ошибкой ± 4 мГл при систематической составляющей до 4 мГл [197]. Большой объем гравиметрических измерений выполнен в 49-м и 53-м рейсах НИС «Витязь» в Тихом океане, в Охотском, Японском, Коралловом и Тасмановом морях, а также в 15- и 20-м рейсах НИС «Академик Курчатов» в районе Исландского плато и Норвежской котловины [123, 235]. Наблюдения на ходу судна проведены с помощью двух морских модернизированных гравиметров Графа GSS-2, установленных на гиросtabilизированной платформе, разработанной в ИФЗ АН СССР. Точность аномалий в свободном воздухе на НИС «Витязь» получилась равной $\pm 6-8$ мГл. На НИС «Академик Курчатов» в 15-м и 20-м рейсах была установка спутниковой навигации, позволявшая существенно повысить точность (до $\pm 2,5$ мГл) получения аномалий в свободном воздухе. Большой объем морских гравиметрических исследований выполнен в Японском море [185, 190]. В 1969 г. проведена комплексная геофизическая экспедиция с гравиметрическими измерениями в Восточно-Китайском море, в южной части Японского моря и в западной части Филиппинского моря [9, 167]. Измерения силы тяжести были выполнены двумя пружинными кварцевыми гравиметрами ГМПК конструкции ВНИИГеофизики на борту буксира «Старательный». Всего определено

около 1500 гравиметровых пункта со среднеквадратической ошибкой $\pm 4-5$ мГл. С этими гравиметрами были также выполнены измерения силы тяжести на полигонах в районе экваториальной Атлантики и в других акваториях [22]. Среднеквадратическая ошибка аномалий в свободном воздухе в этих районах получилась равной $\pm 5-7$ мГл.

За рубежом набортногравиметрические съемки наиболее интенсивно выполняют геофизики США, Японии, Канады, Франции, Великобритании, Голландии, Австралии и других стран. Ряд надводных гравиметрических съемок, особенно выполненных в первые годы с бортовыми морскими гравиметрами из-за случайных, систематических и полусистематических ошибок измерений не вызывают особого доверия и требуют соответствующих корректировок и исправлений. В последние годы существенно повысилась точность надводных определений силы тяжести в связи с разработкой новых типов морских гравиметров и в результате более строгого учета поправок за влияние возмущающих ускорений и наклонов, а также широкого внедрения спутниковой навигации на научно-исследовательских кораблях.

В 1960—1963 гг. Калифорнийским университетом были организованы две большие гравиметрические экспедиции в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах [228, 233, 234]. Измерения силы тяжести выполнены морским гравиметром Ла Коста Ромберга, измерено около 30 000 пунктов. Часть материалов представлена в виде каталогов гравиметрических пунктов, часть — в виде профилей аномалий силы тяжести. Авторы съемки считают, что точность определения аномалий при хорошей погоде и небольших навигационных ошибках характеризуется средней квадратической ошибкой $\pm 5-10$ мГл. Однако даже их оценка по внутренней сходимости результатов при пересечении рейсов двух экспедиций и по сопоставлению с данными подводных маятниковых определений Венинг-Мейнеса в большинстве не дает такой точности в открытых акваториях.

В 1961—1963 гг. Береговая и геодезическая служба США выполняла систематические съемки северной части Тихого океана южнее п-ова Аляска. В программу исследований входила и гравиметрическая съемка с морским гравиметром Ла Коста Ромберга, которая была проведена по 33 меридиональным профилям с расстоянием между ними 20 км и по нескольким поперечным и диагональным маршрутам. В работах Делинджера [229] и других приведены карты аномалий в свободном воздухе с сечением изолиний 10 мГл для северо-восточных районов Тихого океана к западу от Калифорнии, западное побережья Орегон и севернее Гавайских островов. При построении карт использованы все имеющиеся на эти

районы гравиметрические данные, в том числе и материалы американской Береговой и геодезической службы и полученные Делинджером с коллегами морским гравиметром Ла Коста Ромберга при детальном надводных гравиметрических съемках, выполненных в 1967—1968 гг. с целью региональных геофизических исследований Тихоокеанского шельфа и переходной зоны. Точность этих съемок, по Делинджеру, равна $\pm 5-10$ мГл.

В 1961 г. проведены геофизические исследования в районе Алеутского желоба между 45° и 55° северной широты и $155^\circ 30'$ — $158^\circ 30'$ западной долготы. Определения силы тяжести проведены также гравиметром Ла Коста Ромберга. Точность измерений по пересечениям собственных профилей ± 10 мГл. Профили аномалий в свободном воздухе на район Тихого океана южнее Панамы и Коста-Рики по результатам детальной надводной гравиметрической съемки на площади около 30 одноградусных трапеций, проведенной в 1969 г., приведены в работе Бардея [223]. Точность по 99 пересечениям равна $\pm 3,5$ мГл. Каталог надводных гравиметрических измерений между Гавайями и Калифорнией, проведенных на борту судна «Махи» в 1969 г., приведен в отчете Трейси (1971). В 1967 г. Массачусетским Технологическим и Скриппсовским океанографическим институтами проведена экспедиция «Новая» в юго-западной части Тихого океана. С гравиметрическими измерениями на борту судна «Арго» пройдено 5800 км. Для измерения силы тяжести был использован морской гравиметр Ла Коста Ромберга. Средняя квадратическая ошибка аномалий ± 10 мГл.

По программе Международной индоокеанской экспедиции в 1962—1964 гг. судно «Пионер» выполняло измерения силы тяжести с морским гравиметром Ла Коста Ромберга в Андаманском море, в районе Индонезии и в северо-западной части Тихого океана. Точность аномалий равна $\pm 12-15$ мГл [234]. В отчете Розе и Трейси [246] опубликован каталог, содержащий 4718 гравиметрических пунктов, измеренных на судне «Дампьер» в 1965 г. в Тихом океане в районе Соломоновых островов. В 1972 г. опубликованы результаты гравиметрических исследований, проведенных в 1967—1968 гг. Ламонтской геологической обсерваторией в рейсах судна «Эльтанин» в южной части Тихого океана. Измерения силы тяжести проведены морским гравиметром Графа-Аскания GSS-2, установленным на гиروطформу, с аналоговым вычислительным устройством для введения поправки за «кросс-каплинг» эффект. Средняя квадратическая ошибка аномалий в свободном воздухе равна ± 3 мГл [254]. Результаты представлены в виде графиков аномалий в свободном воздухе и глубин моря по профилям. Наибольший интерес представляют определения, выполненные в южных районах Тихого

океана, ранее изученных очень слабо. Это профили по параллелям 43 и 29° ю. ш. от Австралии до Южной Америки и от Новой Зеландии на юг до берегов Антарктиды. В работах американских геофизиков Кинли (1971) опубликованы гравиметрические карты Берингова моря, а в работах Делинджера и Джонса (1965) — гравиметрические карты Мексиканского залива.

Большое число наблюдений с набортными гравиметрами было выполнено в Атлантическом океане в 1960—1966 г. американскими геофизиками. В опубликованных статьях описана аппаратура и методика измерений, приведены мелко-масштабные профили и разрезы земной коры [174, 252, 253]. По результатам гравиметрической съемки на борту исследовательского судна «Чейн» в 1967 г. с морским гравиметром Ла Коста Ромберга и струнным гравиметром MIT Бовин составил гравиметрические карты для западных областей Атлантического океана, примыкающих к побережью Северной Америки, а также карты аномалий силы тяжести Карибского моря и желоба Пуэрто-Рико [227].

В последние годы широкое развитие получили региональные комплексные геолого-геофизические исследования, а также детальные съемки на полигонах. При этом проводятся площадные гравиметрические и магнитные съемки, сейсмоакустическое профилирование, измерения теплового потока, драгирование морского дна. Ряд таких полигонов выполнен в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта, в переходных зонах от океана к материкам, над различными геоморфологическими структурами океанического дна [223, 224, 226, 227, 244, 245, 255].

Анализ результатов американских надводных гравиметрических измерений позволяет выделить две группы работ. К первой группе необходимо отнести ранние определения с пониженной точностью с морским гравиметром Ла Коста Ромберга, проведенные в открытых акваториях без учета поправок Гаррисона и «кросс-каплинг» эффекта. Ко второй группе относятся измерения, выполненные с морским гравиметром Графа-Аскания, установленным на гироплатформе, с учетом поправок Гаррисона и «кросс-каплинг», со спутниковой навигацией, а также измерения со струнным гравиметром MIT и с гравиметром Ла Коста Ромберга, выполненные в более позднее время (с 1964 г.) и при хорошей погоде.

Большой объем надводных гравиметрических измерений выполнен японскими геофизиками. Следует отметить, что измерения силы тяжести, выполненные в этих экспедициях струнным гравиметром TSSG, содержат ошибки из-за несовершенства учета поправок за возмущающие ускорения.

Каталог, содержащий 1370 гравиметрических пунктов, а также карты аномалий силы тяжести Японского моря и при-

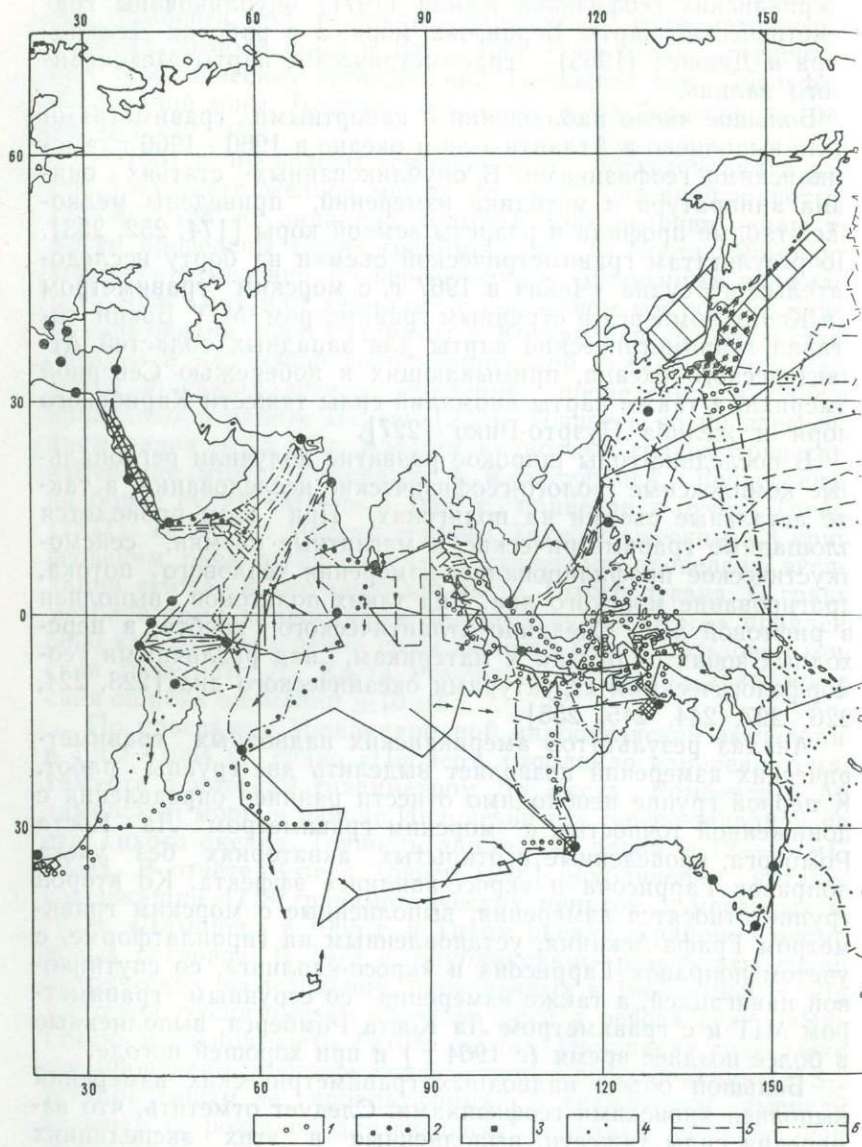
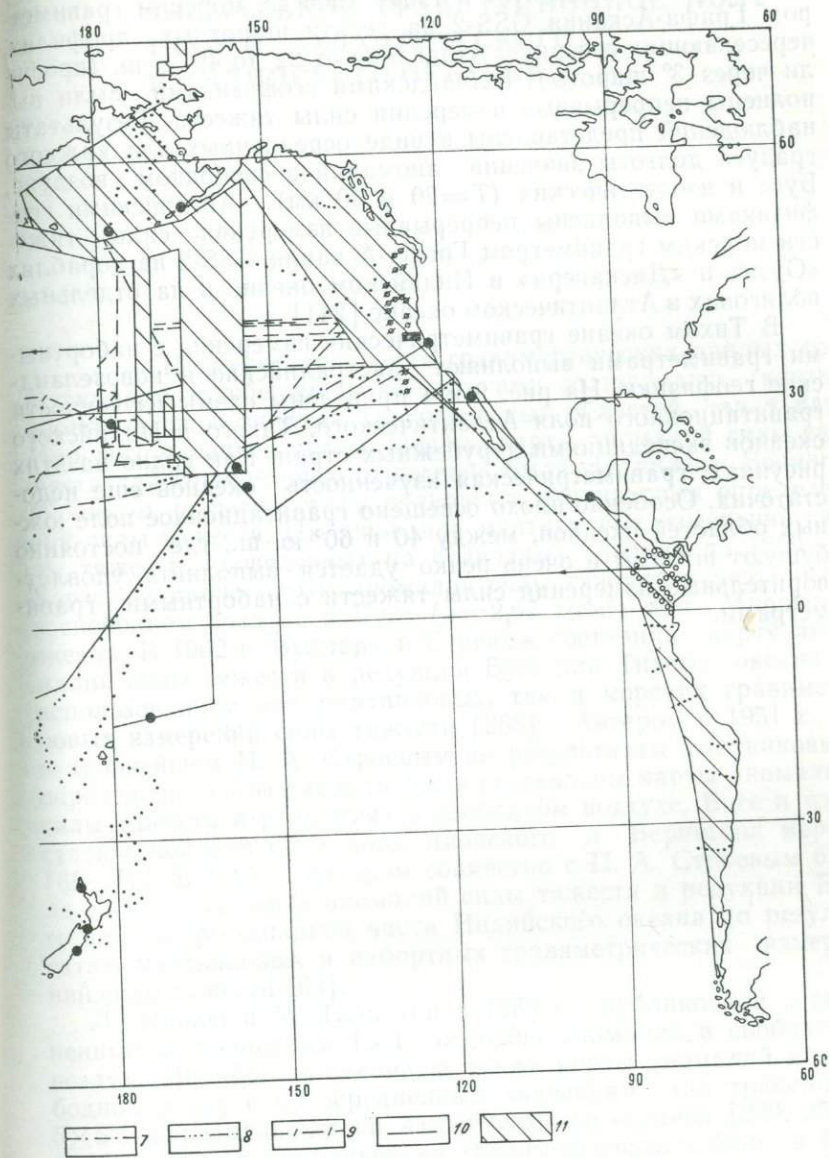


Рис. 4. Схема изученности гравитационного поля Тихого и Индийского



океанов (зарубежные экспедиции). Условные обозначения см. на рис. 2

мыкающих к Японии областей Тихого океана приведены в работах Томода [256].

На судне «Снеллиус» в 1964—1966 гг. морским гравиметром Графа-Аскания GSS-2 на десяти широтных профилях, пересекающих северную Атлантику от 22 до 49° с. ш. (профили через 3° широты), голландскими геофизиками были выполнены непрерывные измерения силы тяжести. Результаты наблюдений представлены в виде осредненных для каждого градуса долготы значений аномалий в свободном воздухе, Буге и изостатических ($T=20$ и 30 км). Английскими геофизиками выполнены непрерывные измерения силы тяжести морским гравиметром Графа-Аскания GSS-2 на кораблях «Оуэн» и «Дискавери» в Индийском океане и на отдельных полигонах в Атлантическом океане [241].

В Тихом океане гравиметрические измерения с набортными гравиметрами выполняют австралийские и новозеландские геофизики. На рис. 2 и 4 приведены схемы изученности гравитационного поля Атлантического, Тихого и Индийского океанов экспедициями зарубежных стран. Как видно на этих рисунках, гравиметрическая изученность океанов еще недостаточна. Особенно плохо освещено гравитационное поле южных областей океанов, между 40 и 60° ю. ш., где постоянно бушуют штормы и очень редко удается выполнить удовлетворительные измерения силы тяжести с набортными гравиметрами.



Рис. 2. Схемы изученности гравитационного поля Атлантического, Тихого и Индийского океанов экспедициями зарубежных стран.

**АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ
ТИХОГО, АТЛАНТИЧЕСКОГО
И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ**

По мере накопления гравиметрических данных советскими и зарубежными геофизиками составлялись карты аномалий силы тяжести как отдельных областей, так и для Мирового океана в целом. Первые карты аномалий силы тяжести для Индонезийского региона были составлены Венинг-Мейнесом по результатам подводных маятниковых определений силы тяжести. На основании маятниковых измерений силы тяжести, проведенных на подводных лодках до 1959 г., Уорзел составил карты аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) для Мирового океана. В 1962 г. Вуллард и Стрендж составили карту аномалий силы тяжести в редукции Буге для Тихого океана с использованием как маятниковых, так и морских гравиметровых измерений силы тяжести [268]. Автором в 1951 г., а в дальнейшем П. А. Строевым по результатам маятниковых определений силы тяжести были составлены карты аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической для Охотского, Японского и Берингова морей [68—71]. В 1967 г. автором совместно с П. А. Строевым была составлена карта аномалий силы тяжести в редукции Буге для северо-западной части Индийского океана по результатам маятниковых и набортных гравиметрических измерений силы тяжести [63].

Ле Пишон и М. Тальвани в 1969 г. опубликовали осредненные по трапециям $1 \times 1^\circ$ значения аномалий в свободном воздухе Индийского океана, а также карты аномалий в свободном воздухе по осредненным значениям (по трапециям $5 \times 5^\circ$) для Индийского и Атлантического океанов [239, 253]. В 1971 г. была опубликована гравиметрическим бюро в Париже карта аномалий Буге западной Европы, Северной Африки и примыкающих частей Северной Атлантики [225]. В 1971 г. издана гравиметрическая карта Австралии, составленная в НИЛзарубежгеологии под руководством и редакцией Н. П. Грушинского и Н. Б. Сажинной. При составлении

карты использованы кроме гравиметрических данных по Австралии имеющиеся данные по островам Тасмания, Новая Зеландия, Новая Гвинея, Новая Каледония, Новая Британия, Соломоновым островам, а также по прилегающим частям Тихого и Индийского океанов. С использованием всех гравиметрических данных, полученных по международной программе исследований Индийского океана, М. Тальвани составил гравиметрическую карту для северной части Индийского океана в редукции в свободном воздухе [84]. Автором совместно с Е. Д. Корякиным и П. А. Строевым составлена по осредненным аномалиям (по трапециям $1 \times 1^\circ$) карта аномалий силы тяжести в редукции Буге Индийского океана [80, 82]. В 1975 г. опубликована карта осредненных по трапециям $1 \times 1^\circ$ аномалий Буге Атлантического океана, составленная автором совместно с Е. Д. Корякиным [81]. В 1978 г. вышли из печати гравиметрические карты Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса в редукциях в свободном воздухе и Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$), составленные под руководством члена-корреспондента АН СССР В. В. Федынского [76]. Аномалии силы тяжести были осреднены по трапециям $1 \times 1^\circ$. При вычислении средних аномалий использовались все виды исходной информации: каталоги, графики профилей, карты в изолиниях и картосхемы средних аномалий одноградусных трапеций.

АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ ПО КОМБИНАЦИИ СПУТНИКОВЫХ И НАЗЕМНЫХ ДАНЫХ

В связи с недостаточной изученностью аномального гравитационного поля океанов большую ценность для общей характеристики гравитационного поля имеют спутниковые данные.

В последние годы с развитием средств слежения за искусственными спутниками Земли, в частности с применением лазерной техники, получены схемы аномалий силы тяжести в свободном воздухе для всей Земли. Несмотря на то что комбинация спутниковых данных с результатами измерений силы тяжести позволяет в настоящее время представлять аномальное гравитационное поле с детальностью до гармоник 25-й степени [118, 236, 260], этими методами можно выявлять только крупные протяженные аномалии с поперечными размерами порядка 1000—1500 км — глобальные аномалии. Локальные и региональные аномалии с поперечным сечением порядка первых десятков километров можно выделить только по данным набортных гравиметрических измерений. Сравнение аномалий в свободном воздухе Атлантического, Индийского и Тихого океанов с аномалиями, полученными по

спутниковым данным, показало, что спутниковые аномалии хорошо согласуются с осредненными по $10 \times 10^\circ$ и $20 \times 20^\circ$ аномалиями в свободном воздухе [253, 261].

На схеме аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе, полученной на основании комбинаций спутниковых и наземных гравиметрических данных, вокруг Тихого океана выделяется кольцо положительных аномалий силы тяжести. Максимальные значения положительных аномалий (70, 50 и 30 мГл) приурочены к центральным Кордильерам Южной Америки, к Индонезийским дугам и Дальневосточной переходной зоне. Только в районе разломов Мендосино и Пионер у побережья США и Алеутской области кольцо положительных аномалий прерывается сравнительно узкими зонами отрицательных аномалий с амплитудой до -10 мГл. Другой примечательной особенностью приведенных на схеме аномалий силы тяжести является их преимущественное северо-западное простираение, отражающее простираение глубоких структур Тихого океана. Наиболее протяженная полоса положительных аномалий силы тяжести прослеживается вдоль сводовых поднятий островов Туамоту, Лайн и Гавайских. Вторая полоса положительных аномалий северо-западного простираения проявляется несколько южнее и примерно совпадает с поднятием островов Кука, Маршалловых, Маркус и Нампо.

Аномальные зоны северо-западного простираения осложняются субмеридиональными и субширотными полосами положительных и отрицательных аномалий силы тяжести. Так, в юго-восточной части аномальные зоны северо-западного простираения пересекаются положительными аномалиями субмеридионального простираения, приуроченными к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Глубоководные котловины характеризуются преимущественно отрицательными аномалиями силы тяжести. Минимум с амплитудой -40 мГл приурочен к Северо-Восточной котловине.

Вся северная часть Индийского океана характеризуется отрицательными аномалиями силы тяжести. Минимум с амплитудой до -60 мГл расположен южнее п-ова Индостан. Полоса отрицательных аномалий силы тяжести протягивается от Индостана к юго-востоку вдоль западного и южного побережий Австралии и соединяется с областью отрицательных аномалий южной части Тихого океана. Для спутниковых аномалий силы тяжести Атлантического океана весьма характерно преобладание отрицательных аномалий в западной части Атлантического океана.

В силу неоднозначности решения обратной задачи гравиметрии невозможно сделать определенные выводы о плотностных неоднородностях в земле только на основании анализа глобальных аномалий силы тяжести, хотя последние позво-

ляют получить предельные оценки возможного распределения аномальных плотностей в глубинах Земли. Так, оценки источников глобальных гравитационных аномалий в океанических областях показали, что центры масс для этих аномалий, вероятно, располагаются на глубинах 700—800 км. Для объемного источника, располагающегося вокруг центра масс, аномальная плотность $\pm 0,03$ г/см³. Причиной изменений плотности, возможно, являются вариации температуры в зоне фазовых переходов от ± 100 до $\pm 150^\circ$ [154, 195].

В общем случае, если оценивать глубины аномалиеобразующих масс из номеров гармоник аппроксимирующих их сферических функций, плотностные неоднородности ядра могут быть ответственными за гармоники с $2 \leq n \leq 6$, нижней мантии $2 \leq n \leq 20$, верхней мантии $2 \leq n \leq 100$. Все гармоники с $n \geq 6$, по-видимому, обусловлены плотностными неоднородностями мантии и коры. С равной вероятностью низкие гармоники могут быть обусловлены и плотностными неоднородностями основных глубинных слоев Земли и неровностями границ, их разделяющих. Для того чтобы создать низкие гармоники поля силы тяжести, достаточны искажения рельефа границы ядро — мантия на величину порядка 1 км или плотностные неоднородности в ядре и в нижней мантии порядка 0,001—0,003 г/см³. Можно ограничить неопределенность интерпретации глобальных аномалий силы тяжести наложением условий, вытекающих из общих принципов механики, например, постоянства напряжений на некоторой искривленной плотностной границе внутри Земли, а также дополнительных геофизических данных [222].

АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ОКЕАНОВ ПО ОСРЕДНЕННЫМ НА ПЛОЩАДЯХ РАЗМЕРОМ $5 \times 5^\circ$ ЗНАЧЕНИЯМ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Из-за недостаточной изученности гравитационного поля океанов для получения общих представлений о региональных аномалиях силы тяжести некоторые исследователи составляют карты осредненных (по площадям размером $5 \times 5^\circ$) аномалий силы тяжести. Тальвани и Ля Пишон составили на основании осреднения результатов подводных маятниковых и набортных гравиметрических измерений схемы аномалий в свободном воздухе Атлантического и Индийского океанов [239, 253].

На схеме осредненных на площадях размером $5 \times 5^\circ$ аномалий Атлантического океана (рис. 5) четко проявляются повышенные положительные значения осредненных аномалий в свободном воздухе в восточной части океана по сравнению с аномалиями его западной части. В восточной части Атлан-

тики осредненные аномалии изменяются в пределах от 0 до -20 мГл, а в западной части у желоба Пуэрто-Рико выявлен минимум осредненных аномалий, равный -60 мГл. В районе островов Зеленого мыса и Канарской котловины выявлен максимум положительных региональных аномалий более

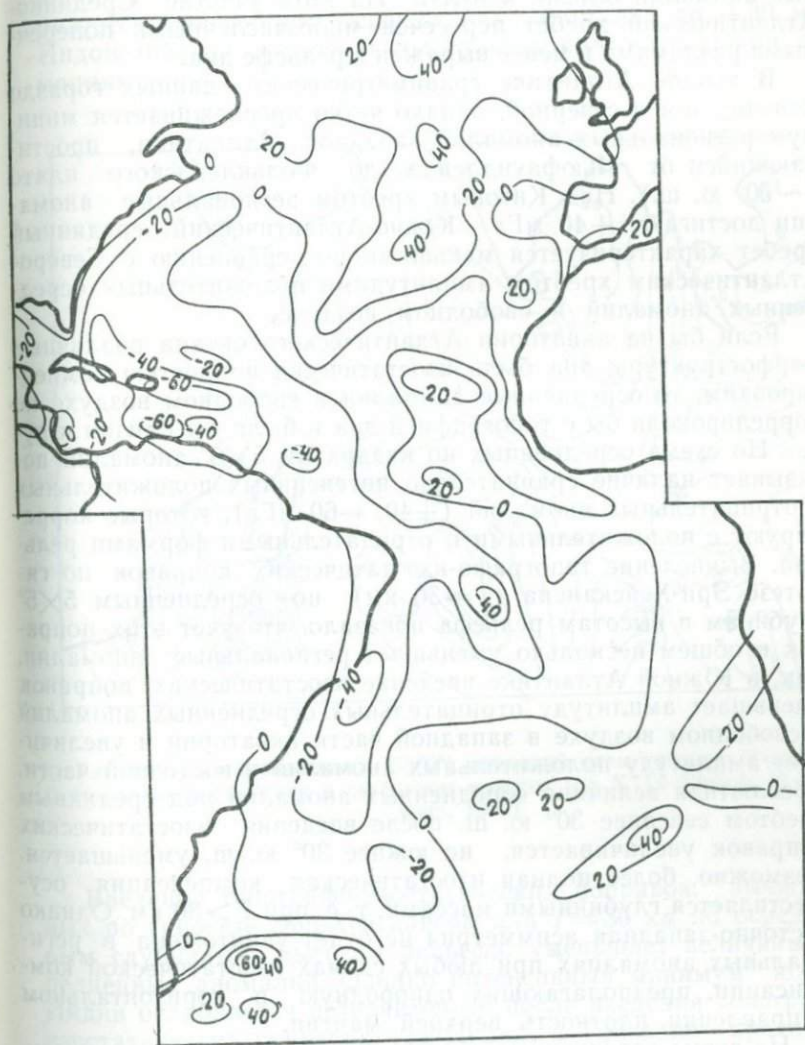


Рис. 5. Схема осредненных ($5 \times 5^\circ$) аномалий силы тяжести Атлантического океана в редукции в свободном воздухе (по М. Talwani, X. Le Pichon, 1969)

+20 мГл. Срединно-Атлантический хребет севернее 30° с. ш. на отдельных участках над гребнем характеризуется положительными региональными аномалиями в свободном воздухе более +40 мГл. Однако к югу от 30° с. ш. интенсивность положительных региональных аномалий над Срединно-Атлантическим хребтом ослабевает, а южнее 20° с. ш. осредненные аномалии близки к нулю. На этом участке Срединно-Атлантический хребет пересечен многочисленными поперечными разломами и менее выражен в рельефе дна.

В южной Атлантике гравиметрических данных гораздо меньше, чем в северной, однако четко прослеживается минимум региональных аномалий западной Атлантики, простирающийся от Ньюфаундленда до Фольклендского плато (~50° ю. ш.). Над Китовым хребтом региональные аномалии достигают +40 мГл. Южно-Атлантический срединный хребет характеризуется меньшими по сравнению с Северо-Атлантическим хребтом амплитудами положительных осредненных аномалий в свободном воздухе.

Если бы на акватории Атлантического океана различные морфоструктуры дна были изостатически полностью компенсированы, то осредненные аномалии в свободном воздухе не коррелировали бы с топографией дна и были бы близки к нулю. Но схема осредненных по квадратам 5×5° аномалий показывает наличие сравнительно интенсивных положительных и отрицательных аномалий (+40, -60 мГл), которые коррелируют с положительными и отрицательными формами рельефа. Вычисление топографо-изостатических поправок по гипотезе Эри-Хейсканена ($T=30$ км) по осредненным 5×5° глубинам и высотам рельефа показало, что учет этих поправок в общем несколько уменьшает региональные аномалии. Так, в Южной Атлантике введение изостатических поправок уменьшает амплитуду отрицательных осредненных аномалий в свободном воздухе в западной части акватории и увеличивает амплитуду положительных аномалий в восточной части. Абсолютная величина осредненных аномалий над срединным хребтом севернее 30° ю. ш. после введения изостатических поправок увеличивается, но южнее 30° ю. ш. уменьшается. Возможно, более полная изостатическая компенсация осуществляется глубинными массами, т. е. при $T>30$ км. Однако восточно-западная асимметрия не будет уничтожена в региональных аномалиях при любых схемах изостатической компенсации, предполагающих однородную в горизонтальном направлении плотность верхней мантии.

На схеме осредненных (5×5°) аномалий в свободном воздухе Индийского океана (рис. 6) выделяется региональный минимум до -60 мГл к югу от Индии, который соединяется с региональным минимумом амплитудой до -30 мГл северо-западнее Австралии. Региональный минимум восточнее Аф-

рики с амплитудой до -50 мГл у побережья Сомали простирается вдоль побережья Африки до Мозамбикского пролива. Срединно-океанические хребты характеризуются относительно повышенными осредненными аномалиями с амплитудой $20-30$ мГл. Максимум осредненных аномалий с амплитудой до $+80$ мГл выделяется над подводным Мадагаскарским хребтом. Центрально-Индийский срединный хребет характеризуется максимумом осредненных аномалий до $+30$ мГл. Индонезийский архипелаг выделяется положительными аномалиями.

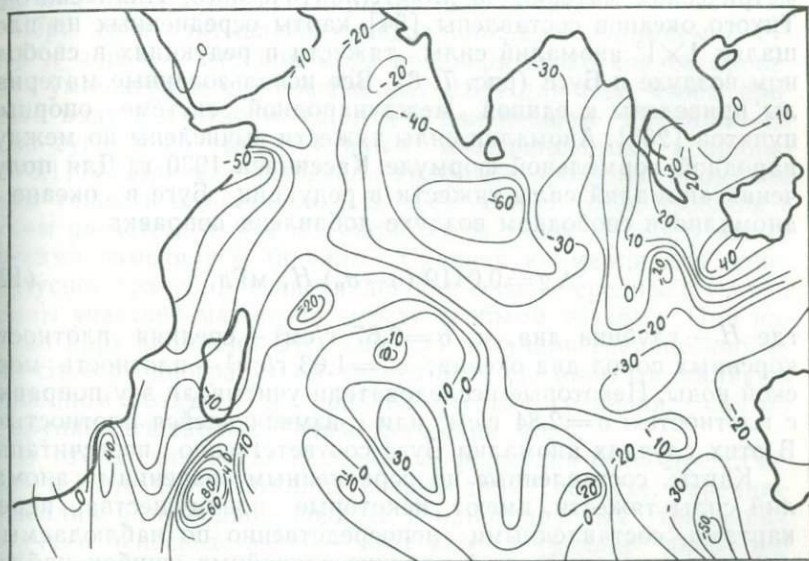


Рис. 6. Схема осредненных ($5 \times 5^\circ$) аномалий силы тяжести Индийского океана в редукции в свободном воздухе (по X. Le Pichon, M. Talwani, 1969)

Введение топографо-изостатических поправок, вычисленных по гипотезе Эри-Хейсканена для $T=30$ км по осредненным глубинам и высотам рельефа, уменьшает величины осредненных аномалий. Однако интенсивный минимум южнее Индии ослабляется незначительно после введения топографо-изостатических поправок. Ля Пишон и Тальвани предполагают, что региональные изостатические аномалии в значительной части обусловлены плотностными неоднородностями верхней мантии. На схеме осредненных на площадях размером $5 \times 5^\circ$ аномалий в свободном воздухе, составленной в

Международном гравиметрическом бюро для многих гравиметрически неизученных площадей Мирового океана аномалии в свободном воздухе прогнозированы по рельефу. Однако эти прогнозированные аномалии могут содержать большие систематические и случайные ошибки [85].

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ КАРТ ПО ОСРЕДНЕННЫМ ЗНАЧЕНИЯМ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ПЛОЩАДЯХ РАЗМЕРОМ $1 \times 1^\circ$

На основании обобщения опубликованных гравиметрических материалов для Атлантического, Индийского и Тихого океанов составлены [54] карты осредненных на площадях $1 \times 1^\circ$ аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге (рис. 7, 8). Все использованные материалы приведены к единой международной системе опорных пунктов [265]. Аномалии силы тяжести вычислены по международной нормальной формуле Кассиниса 1930 г. Для получения аномалий силы тяжести в редукции Буге в океане к аномалии в свободном воздухе добавлена поправка

$$\Delta g = 0,0419 (\sigma - \sigma_b) H, \text{ мГл}, \quad (12)$$

где H — глубина дна, м; $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ — средняя плотность коренных пород дна океана; $\sigma_b = 1,03 \text{ г/см}^3$ — плотность морской воды. Некоторые исследователи учитывали эту поправку с плотностью $\sigma = 2,84 \text{ г/см}^3$ или с изменяющейся плотностью. В этих случаях аномалии Буге соответственно пересчитаны.

Карты, составленные по осредненным значениям аномалий силы тяжести, имеют некоторые преимущества перед картами, составленными непосредственно по наблюдаемым аномалиям: уменьшается влияние случайных ошибок наблюдений; ослабляется влияние рельефа и локальных плотностных неоднородностей земной коры. Вычисление поправки Буге по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя в областях с резким изменением глубин дна (островные дуги, глубоководные желоба, подводные горы, хребты) может привести к ошибкам в аномалии Буге до ± 60 мГл [156]. При осреднении аномалий Буге погрешности, обусловленные неучетом поправки за топографию дна, уменьшаются и редко превышают ± 10 — 15 мГл [72]. При получении аномалий в одноградусной трапеции осреднялись все аномалии, попадающие в пределы данной трапеции. Если использовались однородные данные, например пункты одного надводного маршрута, пересекающего трапецию, то брались среднее из них. Если использовались данные разнородные или пункты нескольких разных маршрутов, пересекающих трапецию, то брали весовые средние. При этом одному

маятниковому подводному пункту приписывали вес, равный весу участка надводного маршрута, содержащего 8—10 пунктов. Маршруту, проходящему через центр трапеции, а также подводному пункту, находящемуся в центре, приписывали двойной вес. При осреднении данных в переходных районах от океана к континенту, а также на островах и континентах использовался косвенный метод интерполяции аномалий в свободном воздухе через аномалии Буге и средние глубины и высоты:

$$\Delta g_{\phi} = \Delta g_B + kH, \quad (13)$$

где $k=0,0419$ $\sigma=0,1117$ при $\sigma=2,67$ г/см³.

При этом учитывался процент площади, занимаемой суши и морем, а глубина моря предварительно конденсировалась умножением на коэффициент 0,614 для того, чтобы привести воду к плотности суши и в дальнейшем пользоваться и на суше и на море единым коэффициентом поправки $k=0,1117$. При использовании графиков профилей аномалии силы тяжести выписывали для всех особых точек профиля с таким расчетом, чтобы аномалии силы тяжести между этими точками изменялись линейно. Средняя аномалия для одноградусной трапеции вычислялась как весовое среднее с учетом длины участков маршрута между особыми точками. При наличии карт аномалий Буге сначала получали средние аномалии Буге в одноградусной трапеции, а среднюю аномалию в свободном воздухе — по средней глубине трапеции, снятой с крупномасштабных батиметрических карт.

В том случае, когда исходная информация была представлена в виде карт аномалий в свободном воздухе, средние аномалии в свободном воздухе в одноградусных трапециях получали непосредственно с этих карт, а средние аномалии Буге вычисляли по средним глубинам. Так как не для всех районов океанов существуют крупномасштабные батиметрические карты, то имеются одноградусные трапеции, в которых нанесено среднее значение только одной аномалии: либо Буге, либо в свободном воздухе.

При наличии нескольких средних аномалий на одну и ту же трапецию $1 \times 1^\circ$, полученных из разных источников, а также в случае наличия нескольких различных карт на один и тот же район исследований к каждой одноградусной трапеции подходили индивидуально и имеющийся гравиметрический материал подвергали дополнительному анализу и оценке. Предпочтение отдавали более современным, более полным и надежным данным. Если материал оказывался одинаковой достоверности, то при выводе окончательной средней аномалии в трапеции брали простое среднее из значений, имевшихся в различных источниках информации.

Различная степень гравиметрической изученности одноградусных трапеций может привести к большим ошибкам представительства. Особенно значительные ошибки представительства из-за недостаточной плотности съемки могут возникать в областях с резким изменением рельефа дна, где наблюдаются большие амплитуды изменения аномалий силы тяжести. Средние квадратические ошибки вычисленных аномалий находятся в пределах $\pm 5-30$ мГл и существенно зависят от степени изученности трапеции и аномальности гравитационного поля. С учетом всего вышеизложенного изоаномалы на гравиметрических картах проведены через 40 мГл, хотя в районах с детальными гравиметрическими съемками возможно проведение изоаномал через 20 мГл, а в районах интенсивных аномалий с редкой сетью более обосновано проведение изоаномал через 80 мГл.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ АНОМАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ОКЕАНОВ

Некоторые исследователи прогнозируют аномальное гравитационное поле гравиметрически неизученных областей исходя из предположения о полной изостатической компенсации всех форм рельефа дна или используя корреляционные связи между глубинами дна, а также глубинами поверхности Мохоровичича (поверхности М) и аномалиями силы тяжести [107].

В Международном гравиметрическом бюро в Париже составлены схемы осредненных по трапециям $5 \times 5^\circ$ аномалий в свободном воздухе. Для трапеций, в которых отсутствуют гравиметрические данные, средние аномалии в свободном воздухе получены гипотетически по рельефу дна в предположении полной изостатической компенсации. Однако имеются обширные области как в океанах, так и на материках, где выявлены отклонения от изостазии, а также существенные плотностные неоднородности как в коре, так и в верхней мантии. Неучет этих факторов может привести к большим ошибкам в прогнозируемых значениях гравитационных аномалий при предположении полной изостатической компенсации всех форм рельефа и однородной плотности модели коры и верхней мантии.

Для некоторой оценки прогнозируемых по рельефу дна аномалий на площадях размером $5 \times 5^\circ$ было выполнено сопоставление нашей карты аномалий в свободном воздухе с данными Международного гравиметрического бюро. Предварительно проведено осреднение наших $1 \times 1^\circ$ аномалий в свободном воздухе на площадях размером $5 \times 5^\circ$. Сопоставление полученных значений с данными Международного гравиметрического бюро дало среднеквадратическую ошибку разности

± 15 мГл для изученных в гравиметрическом отношении трапеций и ± 30 мГл для трапеций, в которых средние значения аномалий в Международном гравиметрическом бюро были получены гипотетически. При этом выявляется систематическая разность на больших площадях. Знак и величина разности хорошо коррелируют с гравитационными аномалиями, полученными по спутниковым данным. Следовательно, при прогнозировании аномального гравитационного поля по рельефу дна, исходя из предположения полной изостатической компенсации всех форм рельефа, необходимо обязательно учитывать нижние гармоники аномального гравитационного поля, полученные по наблюдениям за траекториями полета искусственных спутников Земли.

Для оценки возможностей прогнозирования аномального гравитационного поля океанов, используя корреляционные связи между глубинами дна и аномалиями силы тяжести, был выполнен линейный регрессионный анализ гравитационного поля и глубин дна Тихого океана. В качестве исходных данных использовались осредненные по сетке $1 \times 1^\circ$ значения аномального гравитационного поля в редукциях в свободном воздухе и Буге ($\sigma = 2,67$ г/см³) и глубин дна [85].

В основу расчетов была положена стандартная методика вычисления статистических характеристик. Определялись эмпирические коэффициенты парной корреляции R и коэффициенты регрессии A и B для зависимостей

$$\Delta g_{\Phi} = AH + B; \quad \Delta g_{\text{Б}} = A^1H + B^1. \quad (14)$$

В результате проведенных вычислений для каждого планшета был получен набор основных статистических характеристик, т. е. значения коэффициентов корреляции R , значения коэффициентов линейной регрессии A и B для каждой из исследованных зависимостей, а также дисперсии σ_R , σ_A , σ_B и значения до границ доверительных интервалов, позволяющие оценить достоверность полученных значений статистических характеристик.

В результате выполненного анализа можно сделать следующие выводы относительно зависимости аномалий силы тяжести от глубин дна (по сетке $1 \times 1^\circ$):

1. В целом наблюдается слабая отрицательная связь между аномалиями в свободном воздухе и глубиной дна и устойчивая положительная корреляционная связь между аномалиями Буге и глубинами дна. Такая закономерность объясняется практически полной (за исключением районов островных дуг) изостатической компенсацией крупных форм рельефа дна.

2. Наблюдается значительная дисперсия коэффициентов R , A и B . Характерной чертой гистограмм распределения сво-

бодного члена B как для аномалий в свободном воздухе, так и аномалий Буге, является наличие двух модальных значений. Весьма характерно, что пониженные модальные значения B соответствуют в основном планшетам восточной части, а повышенные — западной части Тихого океана. Это согласуется с глобальными аномалиями силы тяжести Тихого океана, выявленными по спутниковым данным.

3. При прогнозировании аномалий с учетом их корреляционных связей с глубинами дна коэффициенты A и B следует получать на эталонных площадях с геолого-геоморфологической структурой, сходной с районом прогнозирования. При этом основные длиннопериодные волны аномального поля целесообразно учитывать по данным спутниковых наблюдений. Использование коэффициентов A и B , осредненных по большим регионам без учета однородности их геологической структуры, приводит к большим случайным и систематическим ошибкам прогнозирования.

Анализ зависимости аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге от глубин дна океанов был выполнен также американскими исследователями. Для анализа использовались как редкие маятниковые определения силы тяжести, так и непрерывные набортные гравиметрические измерения силы тяжести [266, 267]. Теоретически коэффициент A в уравнении зависимости аномалий в свободном воздухе от глубин дна может изменяться от нуля при полной изостатической компенсации до $-0,069$ мГл/м при полном отсутствии компенсации и плотности пород дна $\sigma = 2,67$ г/см³, $\Delta g = 0,0419 \times (2,67 - 1,03)H = 0,069H$.

Однако для разных областей океанов получены коэффициенты A от отрицательных до положительных значений. Часть этих отклонений может быть обусловлена изменениями геологического строения дна. Так, многие формы рельефа дна океанов сложены базальтами с плотностью $\sigma = 2,9$ г/см³, и в случае нескомпенсированных форм рельефа дна коэффициент $A = 0,079$ мГл/м. Для аномалий Буге отмечается изменение коэффициента A при пересечении континентального склона от 0,030 до 0,080 мГл/м. Для верхней части континентального склона $A_{\text{ср}} = 0,050$, а для нижней $A_{\text{ср}} = +0,60$ мГл/м. В океанических котловинах для аномалий Буге коэффициент A изменяется от $+0,040$ до $+0,090$ мГл/м; $A_{\text{ср}} = +0,65$ мГл/м. Для Срединно-Атлантического хребта характерен большой разброс величин коэффициента A . На морском склоне глубоководных желобов преобладают отрицательные коэффициенты A , с изменением от $+0,040$ до $-0,070$ мГл/м, $A_{\text{ср}} = -0,030$ мГл/м.

Американские исследователи пришли к выводу, что прогноз аномалий в свободном воздухе по глубинам дна океанов в настоящее время с точностью ± 30 мГл затруднителен.

Однако точность прогноза аномалий силы тяжести по глубинам и особенностям топографии дна океанов может быть повышена при учете региональных изменений гравитационного поля по спутниковым данным и сейсмических данных о строении земной коры, используя корреляционные соотношения между аномалиями Буге и глубиной границы М для отдельных крупных геолого-геоморфологических структур.

**ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ТИХОГО,
АТЛАНТИЧЕСКОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ
ПО ОСРЕДНЕННЫМ НА ПЛОЩАДЯХ РАЗМЕРОМ $1 \times 1^\circ$
ЗНАЧЕНИЯМ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ**

По характеру осредненных на одноградусных площадях аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге Атлантический, Индийский и Тихий океаны при современном уровне знаний гравитационного поля схематически можно разделить на следующие группы областей (см. рис. 7, 8).

1. Области глубоких океанических котловин с глубинами дна 3000—6000 м, характеризуются относительно спокойным полем силы тяжести с небольшими, близкими к нулю, положительными или отрицательными аномалиями в свободном воздухе и интенсивными аномалиями Буге, достигающими значения до +449 мГл. Так, Северо-Западная, Северо-Восточная, Восточно-Марианская и Центральная котловины Тихого океана характеризуются в основном отрицательными аномалиями в свободном воздухе. Филиппинская и Каролинская котловины выделяются преимущественно положительными аномалиями в свободном воздухе. Средняя разность аномалий этих котловин 35—40 мГл, что хорошо согласуется со средней разностью аномалий в этих котловинах, полученной по спутниковым данным.

По среднему уровню аномалий Буге, так же как и по уровню аномалий в свободном воздухе, котловины Тихого океана несколько отличаются друг от друга. Так, Северо-Восточная котловина, особенно ее области, осложненные поперечными разломами и примыкающие к Северной Америке, характеризуются несколько пониженными аномалиями Буге +250—350 мГл. Наиболее интенсивные положительные аномалии Буге +400—449 мГл выявлены в западной части Северо-Западной и Филиппинской котловинах. В Центральной котловине аномалии Буге изменяются в пределах +320—400 мГл. Котловины западной части Атлантического океана выделяются более пониженными значениями аномалий силы тяжести по сравнению с котловинами восточной Атлантики. Так, над Северо-Американской и Гвианской котловинами аномалии в свободном воздухе понижаются до —40—50 мГл. Аномалии

Буге над Северо-Американской котловиной изменяются от 320 до 360 мГл и только над наиболее глубоководной частью котловины 6600 м аномалия Буге достигает +426 мГл. Для Гвианской котловины характерны еще более пониженные (до +280—320 мГл) аномалии Буге. Над наиболее глубоководными областями Бразильской котловины аномалии Буге несколько превышают +360 мГл. По имеющимся ограниченным гравиметрическим данным западная часть Аргентинской котловины с глубинами дна около 5500 м характеризуется более повышенными аномалиями Буге (с максимальными значениями +396—386 мГл).

Для котловин восточной Атлантики характерно преобладание положительных аномалий в свободном воздухе. Канарская котловина в ее наиболее глубоководной части (6500—6750 м) выделяется повышенными до +420 мГл значениями аномалий Буге. К северу от Канарской котловины глубоководные области Иберийской и Западно-Европейской котловин (4500—5000 м) также характеризуются повышенными до +340—370 мГл значениями аномалий Буге. На котловинах Зеленого мыса, Сьерра-Леоне, Гвинейской и Ангольской выявлены максимальные аномалии Буге соответственно +386, 338, 348 и 358 мГл.

Африканско-Антарктическая котловина характеризуется аномалиями Буге +320—360 мГл. В восточной части котловины максимальные значения аномалий Буге достигают +390 мГл.

Глубоководные котловины Индийского океана также выделяются различной интенсивностью аномалий силы тяжести. Наиболее пониженные аномалии в свободном воздухе характерны для северной части Центральной котловины, где аномалии уменьшаются до —60—80 мГл. Мадагаскарская котловина и котловина Крозе характеризуются преобладанием положительных аномалиями в свободном воздухе.

Наиболее повышенные аномалии Буге до +400 мГл в северной части Западно-Австралийской котловины. На западном продолжении этой области повышенных аномалий Буге в Центральной котловине также прослеживается узкая зона повышенных аномалий Буге. По имеющимся немногочисленным данным в Африканско-Антарктической котловине аномалии Буге так же возрастают до +412 мГл. Австрало-Антарктическая котловина отмечается аномалиями Буге до +280—320 мГл. Южная часть Мозамбикской котловины и котловина Агульяс характеризуются повышенными до +320—400 мГл по сравнению с северной частью (+160 мГл) аномалиями Буге. Западная более глубоководная часть Сомалийской котловины выделяется более повышенными (до +320 мГл) аномалиями Буге по сравнению с восточной частью Сомалийской котловины, расположенной между Мас-

каренским и Срединно-Индийским хребтами, где аномалии Буге не превышают $+280$ мГл. В Южно-Австралийской котловине аномалии Буге достигают $+320$ мГл. В Мадагаскарской котловине аномалии Буге $+360$ мГл, лишь в наиболее глубокой восточной части с глубинами до 6400 м аномалии Буге возрастают до $+430$ мГл, а в котловине Крозе они не превышают $+360$ мГл.

2. Области подводных хребтов, гор, возвышенностей, островов. По характеру изменения аномалий силы тяжести эти области можно подразделить на следующие районы:

1. Рифтовые подводные хребты и поднятия, относящиеся к современной тектонически активной системе срединно-океанических хребтов, характеризуются небольшими относительными увеличениями аномалий в свободном воздухе и региональными уменьшениями аномалий Буге. Так, над Восточно-Тихоокеанским поднятием аномалии в свободном воздухе **возрастают до $+20—40$ мГл**; аномалии Буге уменьшаются над гребнем поднятия до $+130$ мГл, а в примыкающих глубоководных котловинах достигают $+320$ мГл. Срединно-Атлантический хребет на всем протяжении с севера на юг выделяется относительно повышенными ($+40—80$ мГл) аномалиями в свободном воздухе и пониженными значениями аномалий Буге по сравнению с примыкающими с запада и востока глубоководными котловинами. Так, над хребтом Рейкьянес—северным продолжением Срединно-Атлантического хребта—аномалии Буге уменьшаются до $+120$ мГл по сравнению с $+200—240$ мГл в примыкающих котловинах. Для срединного хребта Северной Атлантики характерно понижение значений аномалий Буге до $+200—220$ мГл по сравнению с $+320—360$ мГл в примыкающих котловинах. Срединный хребет Южной Атлантики отмечается понижением аномалий Буге до $+160—200$ мГл, а над Африканско-Антарктическим хребтом—юго-восточным продолжением Срединно-Атлантического хребта—аномалии Буге уменьшаются до $+140$ мГл. Характерным является наложение на аномальное пониженное поле силы тяжести в редукции Буге Срединно-Атлантического хребта субширотных аномальных зон, осложняющих наблюденное гравитационное поле. В районе Исландии, Исландско-Гренландского и Фареро-Исландского порогов аномалии Буге с амплитудами $+120—160$ мГл, характерные для хребта Дейкьянес и срединного хребта Кольбейнсей, как бы пересекаются субширотной зоной пониженных аномалий Буге с минимумом до -30 мГл на о. Исландия [230]. В районе Азорских островов субширотная зона пониженных до $+110$ мГл аномалий Буге прослеживается за пределами Срединного хребта на западе до Большой Ньюфаундлендской банки, а на востоке до Гибралтара. Осложнения такого характера в аномалиях Буге намечаются к северу от Азорских

островов в районе хр. Пальмер и к югу от Азорских островов в районе подводных гор Атлантис и др. Вероятно, и в южной Атлантике распространены широтные и субширотные зоны пониженных аномалий Буге, однако из-за слабой гравиметрической изученности в настоящее время можно достаточно уверенно проследить только субширотную зону несколько пониженных аномалий Буге в районе островов Тристан-да-Кунья, возвышенности Рио-Гранде и Китового хребта.

Срединные хребты Индийского океана также выделяются несколько повышенными аномалиями в свободном воздухе и пониженными до $+160-200$ мГл аномалиями Буге.

2. Обширные сводовые поднятия и вулканические хребты и цепочки подводных вулканических гор и островов выделяются интенсивными положительными аномалиями в свободном воздухе с амплитудой до $+100-200$ мГл и несколько пониженными по сравнению с окружающими котловинами аномалиями Буге с амплитудой $+200-260$ мГл. Так, над Гавайским сводовым поднятием аномалии в свободном воздухе превышают $+200$ мГл, а аномалии Буге понижаются до $+220$ мГл. Над Императорскими горами аномалии в свободном воздухе достигают $+140$ мГл, а аномалии Буге $+200$ мГл.

3. Глыбовые поднятия и возвышенности, отличающиеся слабыми положительными аномалиями в свободном воздухе и понижением аномалий Буге. Так, над возвышенностью Шатского аномалии в свободном воздухе возрастают до $+40$ мГл, а аномалии Буге уменьшаются до $+170$ мГл.

3. Переходные зоны от океанов к материкам. Эти области выделяются резкими изменениями силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге. По характеру изменения аномалий силы тяжести переходные зоны можно также подразделить на семь подзон.

а) Окраинные Дальневосточные моря с островными дугами и глубоководными желобами характеризуются интенсивными аномалиями в свободном воздухе и Буге в районе островной дуги, близкими к нулю аномалиями в свободном воздухе и повышенными положительными аномалиями Буге над акваторией окраинных морей. Например, на акватории Японского моря по характеру аномалий в свободном воздухе и Буге можно выделить три зоны: Центральную котловину, котловину Хонсю и поднятие Ямато. Центральная котловина характеризуется незначительными положительными и отрицательными аномалиями в свободном воздухе с амплитудой около $+10$ мГл и интенсивными положительными аномалиями Буге до $+260$ мГл. В котловине Хонсю отрицательные аномалии в свободном воздухе достигают -26 мГл, а аномалии Буге не превышают $+180$ мГл. Поднятие Ямато выделяется положительными аномалиями в свободном воздухе свыше $+20$ мГл, а аномалии Буге понижаются до $+90$ мГл.

При переходе от Японского моря к Приморью и Японским островам аномалии Буге уменьшаются до нуля, а в центральной части острова Хонсю до -28 мГл. При переходе от Японских островов к Японскому глубоководному желобу аномалии в свободном воздухе изменяются от $+140$ до -310 мГл, горизонтальный градиент достигает 30 этвеш. Аномалии Буге при переходе от Японских островов к Тихому океану увеличиваются от -28 до $+449$ мГл. Четко прослеживается пояс интенсивных отрицательных аномалий в свободном воздухе вдоль глубоководных желобов Алеутского, Курило-Камчатского, Японского и др. Минимум аномалий в свободном воздухе совпадает с осью желобов. Пояс отрицательных аномалий при переходе от желоба к океану обрамляется менее интенсивным поясом положительных аномалий, в некоторых случаях хорошо коррелируемых с краевыми валами глубоководных желобов.

б) Индонезийская переходная зона с двойными и тройными дугами и с глубоководными желобами, расположенными как с океанической, так и материковой сторон. Отличается чрезвычайно интенсивными изменениями аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге. Так, над островами Индонезийского архипелага аномалии в свободном воздухе возрастают до $+150$ мГл, а над глубоководными желобами понижаются до -240 мГл. Аномалии Буге над островами слабоположительные и слабоотрицательные, а над некоторыми впадинами внутренних морей (море Сулавеси и др.) аномалии Буге превышают $+400$ мГл.

в) Австралийская переходная зона с характерными линейными полосами повышенных и пониженных аномалий в свободном воздухе и Буге. Если котловины моря Фиджи и Тасманова моря характеризуются слабоположительными и отрицательными аномалиями в свободном воздухе, то над подводными хребтами Лорд-Хау, Норфолк, Колвил-Лау и Кермадек аномалии возрастают до $+100-170$ мГл. Глубоководный желоб Тонга-Кермадек выделяется отрицательными аномалиями до -210 мГл. Аномалии Буге над глубоководной котловиной Тасманова моря возрастают до $+400$ мГл, а над Новокаледонской до $+240$ мГл. Подводные хребты характеризуются понижением аномалий Буге до $+60-40$ мГл. В районе островной дуги Тонга-Кермадек аномалии Буге изменяются в пределах $+160-440$ мГл.

г) Южноамериканская переходная зона отмечается чрезвычайно резкими изменениями аномалий в свободном воздухе от интенсивных отрицательных величин -200 мГл Перуанско-Чилийским желобом до интенсивных положительных величин над Андами. Аномалии Буге в узкой прибрежной зоне резко возрастают от интенсивных отрицательных значений над Андами до $+300$ мГл над океаном.

д) Североамериканско-Тихоокеанская переходная зона характеризуется обширной областью отрицательных аномалий в свободном воздухе, наиболее ярко выраженной у Калифорнийского побережья и ограниченной с юга разломом Кларион, а с севера разломами Пионер и Мендосино. Аномалии Буге увеличиваются от -120 мГл в прибрежных горных областях до $+200-250$ мГл над океаном.

е) Переходные зоны (Центрально-Американско-Карибская и моря Скоша) с очень сложными интенсивно расчлененными аномалиями силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге.

ж) Переходные зоны от Северной и Южной Америки к Атлантическому океану, от Африки к Атлантическому и Индийскому океанам и от Австралии к Индийскому океану, а также Антарктическая переходная зона с характерным чередованием полосы положительных и отрицательных аномалий в свободном воздухе и с аномалиями Буге, возрастающими от слабopоложительных до интенсивных положительных значений свыше $+320$ мГл при переходе от материков к Атлантическому, Индийскому и Тихому океанам.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ОКЕАНАХ

С возрастанием точности и детальности определения аномалий силы тяжести в океанах повышаются требования к количественной интерпретации результатов измерений силы тяжести с целью определения плотностных неоднородностей коры и верхней мантии. Развитие проблемы интерпретации гравиметрических измерений в океанах схематически можно разделить на два периода: 1) 1930—1960 гг., когда интерпретировались результаты точечных маятниковых измерений по отдельным профилям с расстоянием между пунктами наблюдений 50—100 км и более, со средней квадратической ошибкой определения аномалий $+5-10$ мГл; 2) с 1960 г. по настоящее время, когда интерпретируются результаты непрерывных профильных измерений силы тяжести с морскими гравиметрами, со средней квадратической ошибкой определения аномалий $\pm 2-5$ мГл, а на некоторых **шельфовых** и **переходных зонах** от материков к океанам и на отдельных полигонах имеются и площадные гравиметровые съемки.

При анализе результатов морской гравиметрической съемки прежде всего возникает вопрос, какую редукицию следует использовать для вычисления аномалий силы тяжести. Необходимо отметить, что условия для решения этого вопроса на море несколько лучше, чем на суше, так как гравиметрические измерения с современными набортными гравиметрами ведутся практически на уровне океана, однако при геологической интерпретации результатов измерений силы тяжести в океанах возникает проблема учета гравитационного влияния мощной водной толщи. Поэтому необходимо рассмотреть вопросы редуцирования силы тяжести при геологической интерпретации гравитационных данных в океанах.

О РЕДУКЦИЯХ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

При геологической интерпретации данных гравиметрической съемки наиболее информативной является та редукиция, при которой в остаточном поле аномалий четче все-

го проявляются особенности распределения плотностных неоднородностей в данной области. Поэтому выбор метода редуцирования целиком обуславливается задачей, стоящей перед исследователями. Существует несколько видов редукиций силы тяжести, каждый из которых имеет свой физический смысл и применяется для различных целей. Выяснением физического смысла редукиций занимались многие исследователи при геологической интерпретации гравитационных данных как на суше, так и на море [3, 4, 5, 50, 74, 102, 106, 142, 143, 144, 150, 152, 153, 203, 204, 208, 209 и др.]. Поэтому ограничимся кратким изложением физического смысла и способов вычисления различных редукиций, применяемых при геологической интерпретации результатов морских измерений силы тяжести. Редукиция за высоту пункта наблюдения или редукиция в свободном воздухе служит для учета убывания силы тяжести с высотой. При набортных измерениях силы тяжести гравиметры практически устанавливаются на судах вблизи или на уровне моря, поэтому поправка за высоту редукиция достигает 1 мГл. Исключая из наблюденных значений силы тяжести нормальное поле, получаем непосредственно аномалии в свободном воздухе. В случае наблюдения под водой (с донными гравиметрами или на подводной лодке) для получения аномалии в свободном воздухе необходимо вводить поправку за двойное притяжение промежуточного водного слоя, т. е. поправку Прея. За исключением районов с сильно пересеченным рельефом поверхности аномалии в свободном воздухе и аномалии Фая¹ близки между собой и отражают влияние всех неоднородностей по отношению к идеальной земле.

На основании совместного анализа результатов дискретных морских маятниковых измерений силы тяжести и глубин пунктов наблюдений некоторые исследователи рекомендуют для геологической интерпретации на морях и океанах использовать аномалии силы тяжести в редукиции в свободном воздухе, так как считают, что аномалии в свободном воздухе в океанах в первом приближении не зависят от глубин дна и отражают распределение аномальных масс в земной коре [102, 142, 143]. Однако, как показали результаты совместного статистического анализа данных непрерывных измерений силы тяжести набортными гравиметрами и непрерывного эхолотного промера [1], не только локальные аномалии в свободном воздухе коррелируют с локальными формами рельефа, но и региональные аномалии в свободном воздухе протя-

¹ В аномалиях Фая, в отличие от аномалий в свободном воздухе, учитывается влияние топографических масс, расположенных выше пункта наблюдения. В связи с небольшой величиной этого влияния аномалии в свободном воздухе часто отождествляются с аномалиями Фая.

женностью свыше 60 км коррелируют с региональными особенностями рельефа дна (рис. 9).

Осреднение аномалий в свободном воздухе по площадям $5 \times 5^\circ$ (см. рис. 5, 6), проведенное для акваторий Атлантического и Индийского океанов, выявило над Срединно-Атлантическим, Срединно-Индийским, Китовым, Мадагаскарским хребтами и некоторыми другими возвышенностями крупные

положительные аномалии с амплитудой $+20$ мГл и более протяженностью до 1500 км, а над примыкающими к ним глубоководными океаническими котловинами — отрицательные аномалии с амплитудой свыше -30 мГл и протяженностью более 1500 км (рис. 10). Поэтому трудно согласиться с мнением, что для геологической интерпретации мелкомасштабных гравиметрических съемок в океанах наилучшей редукцией является редукция в свободном воздухе. При любом способе геологической интерпретации аномалий силы тяжести необходимо учесть влияние наиболее резкой плотностной границы раздела, какой является рельеф дна. Это и делается при вычислении поправки

Буге на море. Обычно для областей с ровным дном поправка Буге вычисляется по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя. Однако вычисление поправки Буге по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя приводит к большим погрешностям до ± 60 мГл в районах с резкими изменениями рельефа дна (рифтовые зоны, островные дуги, подводные горы) за счет неучета отклонения действительного рельефа дна от плоскопараллельности. Поэтому многие зарубежные исследователи при интерпретации результатов региональных морских гравиметрических съемок совместно с опорными сейсмическими данными о составе и мощности земной коры используют аномалии силы тяжести в редукции в свободном воздухе. В этом

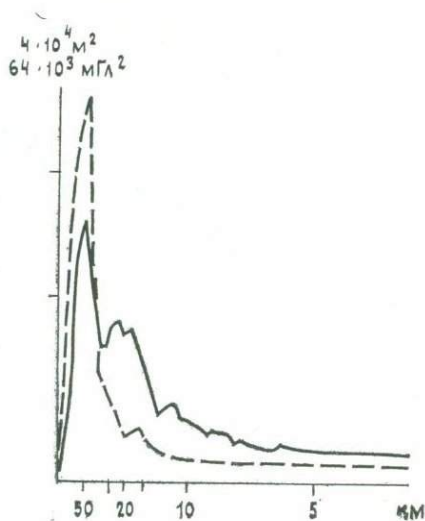


Рис. 9. Спектральные функции рельефа дна (сплошная линия) и аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе (пунктир) в районе Аравийско-Индийского хребта (по Г. В. Агаповой и др., 1969)

случае при интерпретации гравитационных данных методом подбора вычисляется влияние водного слоя с учетом топографии дна, т. е. фактически вводится поправка Буге с

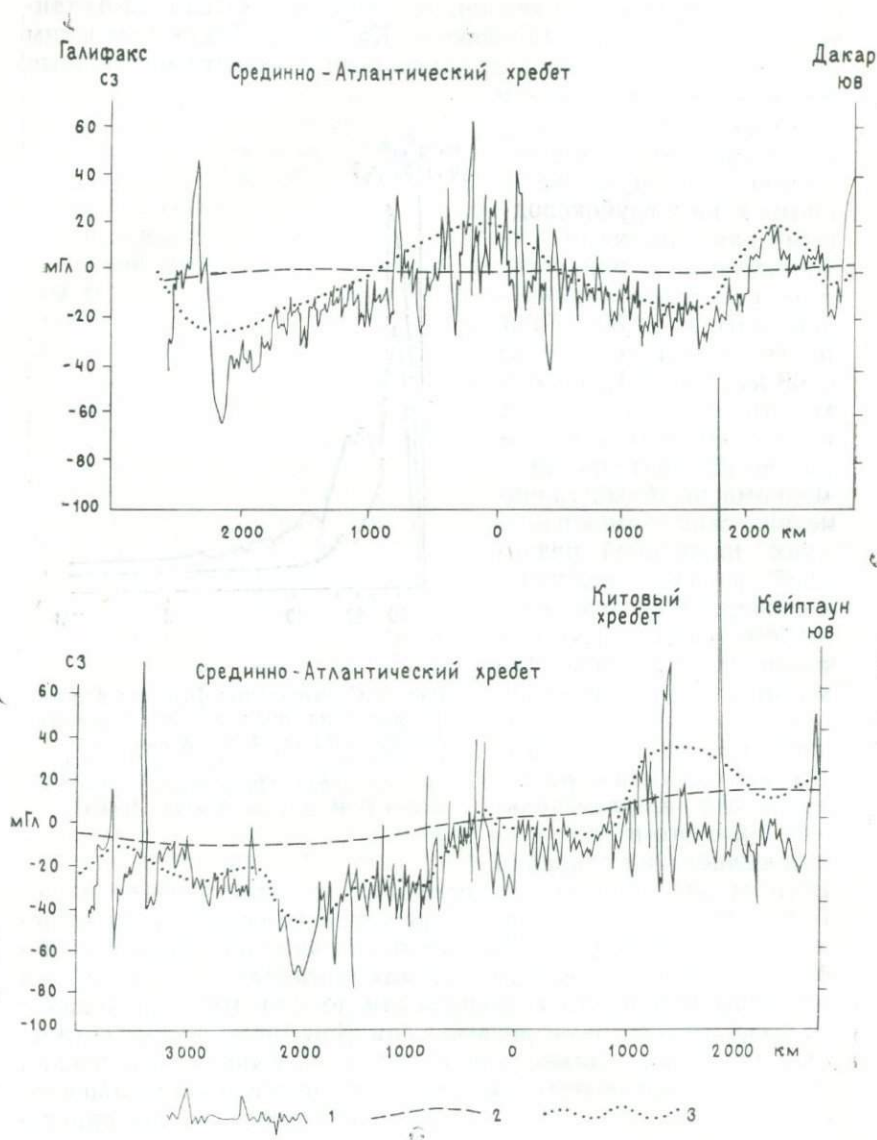


Рис. 10. Профили аномалий в свободном воздухе (по М. Talwani, X. Le Pichon, 1969): 1 — наблюдаемые аномалии; 2 — аномалии по спутниковым данным; 3 — аномалии, осредненные по пятиградусным квадратам

учетом топографии. В последние годы и зарубежные исследователи начинают отдавать предпочтение при геологической интерпретации аномалиям силы тяжести в редукции Буге с учетом топографии дна [241]. В связи с недостаточной изученностью рельефа дна во многих случаях поправку за промежуточный слой с учетом топографии дна вычисляют в двухмерном варианте, используя данные эхолотирования, проведенного одновременно с гравиметрическими наблюдениями.

На рис. 11 приведены кривые поправок за промежуточный водный слой над одним из участков рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, полученные в 6-м рейсе НИС «Академик Курчатов». Дано сопоставление поправок, вычисленных по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя, и поправок, полученных на ЭВМ с учетом топографии дна в двухмерном варианте при плотности промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$. Как видно из рис. 11, в областях резкого изменения глубин дна неучет отклонения действительного рельефа дна от плоскопараллельности приводит к погрешности в вычислении поправки за промежуточный слой в аномалии Буге до $\pm 50 \text{ мГл}$. Детальные эхолотные промеры на полигонах в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта, выполненные в советских и зарубежных экспедициях, показали, что в рельефе зон преобладают блоково-грядовые формы, увенчанные отдельными конусообразными горами [201, 241]. Поэтому для оценки погрешности вычисления поправки за рельеф дна в двухмерном варианте на одном из полигонов в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта были вычислены поправки Буге с учетом топографии дна в двухмерном и трехмерном вариантах. Сравнение этих поправок показало, что в областях резкого изменения рельефа дна (рифтовая долина — примыкающий гребень хребта с перепадом глубин около $3,7\text{—}3,5 \text{ км}$) разница между ними не превышает $\pm 10 \text{ мГл}$ [72]. Поправка, вычисленная в трехмерном варианте, представляет собой как бы несколько сглаженную поправку двухмерного варианта, причем в гребневых зонах поправка в двухмерном варианте на $5\text{—}10 \text{ мГл}$ меньше, а в рифтовых на $5\text{—}10 \text{ мГл}$ больше, чем поправка в трехмерном варианте. При слаборасчлененном рельефе разница между этими поправками не превышает $\pm 2\text{—}5 \text{ мГл}$. Оценка точности вычисления поправки за рельеф дна в трехмерном варианте показала, что основная погрешность в вычислении этой поправки обусловлена погрешностью определения глубин дна в радиусе 50 км и погрешностью аппроксимации рельефа ступенчатой функцией. Так, при погрешности определения глубин $\pm 50 \text{ м}$ погрешность вычисления поправки за рельеф равна $\pm 2\text{—}3 \text{ мГл}$.

Известно, что крупные формы рельефа Земли изостатически компенсированы. Так как редукция в свободном возду-

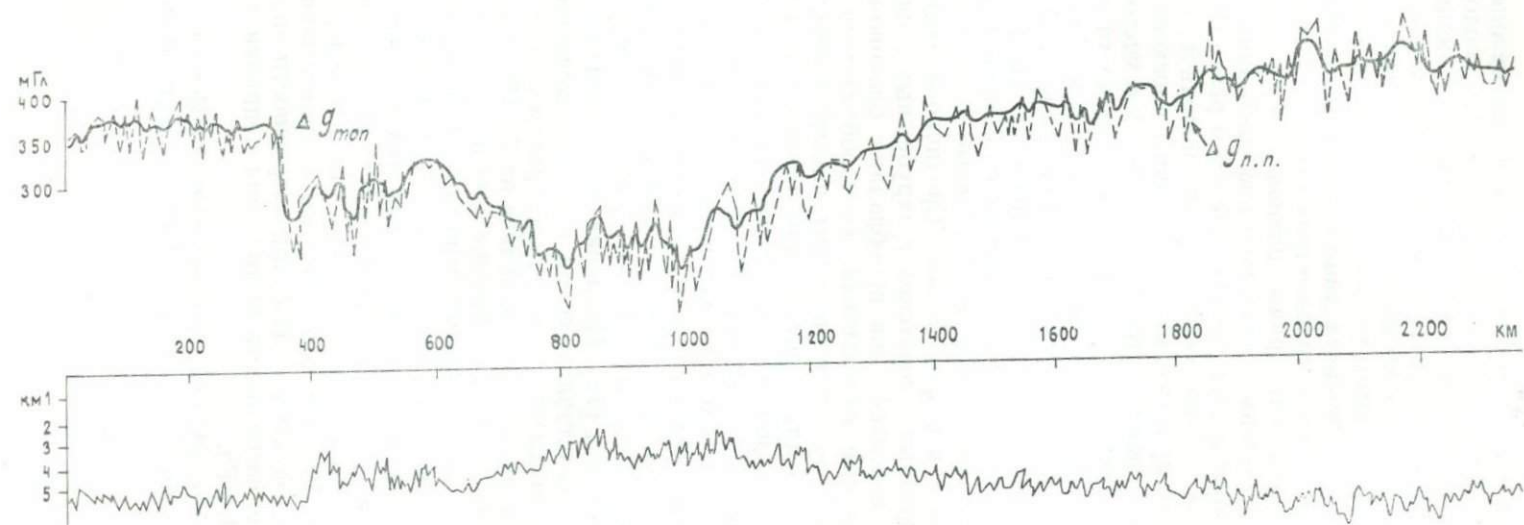


Рис 11. Рельеф дна рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта и кривые поправок за влияние промежуточного слоя при $\sigma=2,67 \text{ г/см}^3$, вычисленные по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя $\Delta g_{н.н.}$ и с учетом топографии дна в двухмерном варианте Δg_{top} . (по В. Р. Мелихову и др., 1971)

хе представляет собой предельный случай изостатической редукции при глубине компенсации $T=0$, то поле аномалий в свободном воздухе Мирового океана близко к нулю, за исключением изостатически неуравновешенных зон [151]. В то же время применение редукции Буге, соответствующей $T=\infty$, т. е. «засыпка» океанических впадин породами со средней плотностью земной коры $2,67 \text{ г/см}^3$, приводит к появлению интенсивных положительных аномалий, соответствующих тонкой океанической коре и близости к поверхности океана тяжелых пород верхней мантии. Изостатические редукции вводятся при конечной глубине компенсации. Поэтому поле изостатических аномалий имеет характер, промежуточный между полями аномалий в свободном воздухе и Буге, причем значительно ближе к первым. В изостатических редукциях при подсчете гравитационного влияния массы разделяются на топографические и компенсирующие; при этом каждая изостатическая схема представляет собой идеализацию реального распределения плотностей в коре и верхней мантии при обязательном выполнении условия изобарии на глубинной уровневой поверхности. Все изостатические схемы различаются между собой только заданием закона распределения компенсирующих масс. В изостатической схеме Эри-Хейсканена предполагаются локальное равновесие коры, постоянная плотность которой $2,67 \text{ г/см}^3$, плотность верхней мантии постоянна $3,73 \text{ г/см}^3$, нормальная мощность коры, соответствующая рельефу $30-100 \text{ км}$.

Изостатическая схема Пратта — Хейфорда основывается на допущениях, что компенсация осуществляется путем изменения плотности, т. е. плотность под возвышенными участками меньше, чем под равнинами. Компенсация локальна и достигается на некоторой постоянной глубине H .

Изостатическая схема Венинг-Мейнеса построена в предположении, что земная кора является упругой пластиной, плавающей на несжимаемой тяжелой жидкости. Поэтому компенсация осуществляется регионально и в горизонтальном направлении она распределена пропорционально вертикальному смещению коры под воздействием топографических масс. Толщина упругой пластины с нулевым рельефом топографии принята равной 25 км .

Во всех трех схемах изостатического редуцирования имеется одна логическая погрешность. Топографические массы считаются положительными, если они находятся выше уровня океана, и отрицательными — если ниже уровня океана. Компенсационные массы имеют избыточную плотность, знак которой противоположен знаку топографических масс. Такое разделение топографических масс на отрицательные и положительные приводит к изменению понятий перекомпенсации и недокомпенсации, если сохраняется аномалия одного

знака при переходе через береговую линию. Толщу воды в океане можно «сконденсировать» в более тонкий слой плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$. Этот слой вместе с нижележащей океанической корой можно рассматривать как единый, погруженный в мантию слой. По аналогии с плавающим в море айсбергом часть этого слоя, находящегося выше поверхности «свободной» мантии, естественно считать положительной топографической массой. Компенсационными массами являются массы коры, расположенные ниже этой поверхности; их избыточная плотность отрицательна и равна разности плотности коры и мантии. При изостатическом редуцировании уровень поверхности «свободной» мантии можно определить в двух предположениях — при отсутствии и наличия давления столба океанической воды. При первом предположении поверхность свободной мантии будет расположена на глубине около 5 км. В этом случае воду необходимо конденсировать до плотности $2,67 \text{ г/см}^3$ и топографическими считать массы от глубины 5 км до поверхности уже «сконденсированной» воды в океане или до физической поверхности Земли на континенте.

По второй схеме глубина залегания поверхности свободной мантии близка к 6,5 км и необходимо условно считать, что ниже уровня океана повсеместно существует слой воды толщиной 6,5 км. Тогда плотность топографических масс, расположенных между уровнем «свободной» мантии и уровнем океана, необходимо считать равной $1,64 \text{ г/см}^3$ (разность плотностей воды и коры), а выше уровня океана — $2,67 \text{ г/см}^3$. Избыточная плотность компенсационных масс может изменяться в широких пределах — от 0,1 до $0,8 \text{ г/см}^3$ (плотность нижних слоев коры $2,8\text{—}3,0 \text{ г/см}^3$, а верхней мантии $3,1\text{—}3,5 \text{ г/см}^3$), но в среднем разность плотностей на границе кора — мантия близка к $0,4\text{—}0,5 \text{ г/см}^3$. При выборе изостатической схемы необходимо руководствоваться двумя требованиями: одна должна быть достаточно простой и возможно полнее учитывать конкретные физические условия геологической ситуации. Результаты статистической обработки данных ГСЗ свидетельствуют о том, что реальной земной коре лучше всего удовлетворяет схема Эри-Хейсканена (мощность коры при нулевом рельефе около 33 км и избыточная плотность на границе кора — субстрат примерно $0,4 \text{ г/см}^3$). За нулевой уровень рельефа в этой схеме принимается поверхность океана, причем вышележащие массы рассматриваются как положительный рельеф, а дно океана — как отрицательный. По физическому смыслу «плаванья» коры в мантии за нулевой уровень естественнее выбрать поверхность «свободной» мантии. Легко показать, что схема Эри-Хейсканена может быть приведена к схеме с уровнем «свободной» мантии и изостатические поправки, полученные по этим схе-

мам, при одних и тех же параметрах для случая учета рельефа по всей поверхности Земли отличаются на постоянную величину, не превышающую 4 мГл [72, 204]. Преимуществом модели «плавания» коры в мантии является четкое определение массы рельефа и компенсации, понятия недокомпенсации топографических масс (положительные изостатические аномалии) и перекомпенсации (отрицательные изостатические аномалии), что в свою очередь позволяет сравнительно легко изменить ее в соответствии с теми или иными геолого-геофизическими предпосылками или гипотезами.

При вычислении изостатических поправок появляются ошибки, обусловленные недостатком знаний о рельефе и строении земли. В схемах вычислений предполагается постоянная средняя плотность слоев земной коры и подкоркового слоя. Поэтому изостатические аномалии могут быть отличны от нуля как в случаях, когда нарушен принцип «плавания» коры и изостази литосферы, так и тогда, когда изостазия существует, но реализуется иначе, чем на принятой схеме. Некоторую оценку изостатического состояния отдельных областей можно получить при рассмотрении соотношений аномалий в свободном воздухе и Буге с рельефом земной поверхности. При отсутствии изостази карта аномалий в свободном воздухе подобна топографической карте: на суше аномалии будут положительными, на море — отрицательными, а их интенсивность прямо пропорциональна высоте суши и глубине моря. Аномалии Буге в этом случае близки к нулю. При полной изостази аномалии в свободном воздухе будут близки к нулю, а аномалии Буге повторяют топографическую карту в обращенном виде: на океанах будут пропорциональные глубине положительные аномалии, а на материках — пропорциональные высоте отрицательные аномалии. Чтобы перейти от качественной к количественной оценке изостази по графикам корреляционной зависимости аномалий в свободном воздухе и Буге от рельефа, удобно использовать приближенные коэффициенты компенсации или перекомпенсации, предложенные Е. Н. Люстихом (1957), которые вычисляются как отношение наблюдаемой аномалии Буге к теоретической аномалии, которая должна быть при полной изостази (в случае плоского рельефа к поправке Буге с тем знаком, с каким она добавляется к аномалии в свободном воздухе с целью получения аномалии Буге). При вычислении коэффициентов перекомпенсации по аномалиям Буге наибольшая ошибка обуславливается неучетом гравитационного влияния рельефа при допущении о плоском распределении масс [75]. Поэтому оценки таким способом изостатического состояния регионов оказываются более неопределенными, чем оценки по изостатическим аномалиям. В связи с развитием методов сейсмического зондирования земной коры появилась возможность

оценить приближение земной коры к равновесию расчетом давлений на глубине, близкой к границе литосферы и астеносферы [59, 138, 193]. Для случая гидростатического равновесия давление P на поверхности изостатической компенсации H равно:

$$P = \int_{-h}^H \sigma(z)g(z)dz = \text{const}, \quad (15)$$

где h — высота над уровнем моря; $\sigma(z)$ — плотность; $g(z)$ — сила тяжести.

При глубине поверхности компенсации H до 100 км изменением $g(z)$ с глубиной можно пренебречь, и для конечного числа слоев постоянной плотности

$$P = \sum_{i=1}^n \sigma_i H_i = \text{const}, \quad (16)$$

где n — число слоев выше поверхности компенсации; $i=1, 2, 3, \dots, n$.

Плотность слоев земной коры и подкорового вещества обычно определяется на основании скоростной характеристики разреза с учетом эмпирических зависимостей между скоростью распространения продольных волн и плотностью [242]. При определении плотности осадочных отложений необходимо учитывать увеличение плотности осадков с глубиной. В связи с тем что для отдельных областей могут иметь место свои региональные особенности в соотношениях скорость — плотность [179], а также вследствие ошибок в определении глубин слоев и скоростей, возможны существенные отклонения в плотностях слоев земной коры от принятых для расчета давлений. Поэтому такой метод оценки изостатического состояния земной коры реально может выявить только значительные отклонения от равновесия. Несмотря на неизбежные ошибки, появляющиеся при вычислении изостатических поправок, анализ изостатических аномалий позволяет наиболее объективно оценить степень изостатического равновесия в исследуемом районе. Кроме того, незначительная зависимость изостатических аномалий от вариаций мощности земной коры позволяет успешно использовать эти аномалии для изучения строения и выделения различных структур в земной коре, особенно в этих областях, где нет существенных нарушений изостатического равновесия.

Как было показано Е. Н. Люстихом (1947), для изучения структуры земной коры целесообразнее использовать аномалии силы тяжести в редукции Гленни, так как в аномалиях Буге кроме плотностных неоднородностей коры и мантии находит отражение также влияние топографических и компенсационных масс всей Земли, пренебрежение которыми может

привести к существенным ошибкам интерпретации, особенно при региональных исследованиях. Для исключения влияния этих помех вычисляют аномалии силы тяжести в редукции Гленни. При вычислении аномалий Гленни учитывается влияние топографических масс земли и компенсационных масс за пределами зоны 0—167 км (в некоторых схемах вычисления поправок за пределами зоны 0—222 км).

Для оценки систематической разницы между аномалиями Буге и аномалиями Гленни были проанализированы грави-

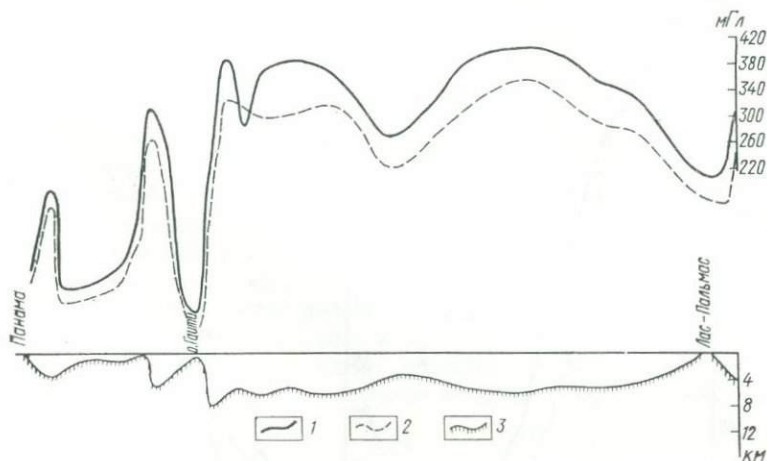


Рис. 12. Профиль через Северную Атлантику аномалий Буге и Гленни (по А. Г. Гайнанову, 1976):

1 — аномалия Буге; 2 — аномалия Гленни; 3 — рельеф дна

метрические данные по отдельным профилям, пересекающим Атлантический, Индийский и Тихий океаны. В среднем для Северной Атлантики аномалии Гленни по имеющимся ограниченным данным оказались на 44 мГл меньше аномалий Буге (рис. 12), для Тихого океана соответствующая разность равна около 50 мГл (рис. 13), а для Индийского океана — 45 мГл. Для 10% случаев эта разность может уменьшаться до 25 мГл и возрастать до 65 мГл.

Для переходной зоны Дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана примерно одновременно А. Г. Гайнановым, Е. Н. Исаевым, П. А. Строевым, С. А. Ушаковым (1969) и М. Е. Артемьевым (1970) при вычислении топографо-изостатических поправок были выполнены оценки величин редукции Гленни для этой области. Для того чтобы вычислить аномалии Гленни, используя данные о

влиянии дальних зон, нужно знать влияние топографических масс в радиусе 222 км вокруг точки определения. Выполненные расчеты показывают, что аномалии Буге с поправкой за влияние удаленных топографических и компенсационных масс очень близки к аномалиям Гленни и могут рассматриваться в качестве их заменителя [5].

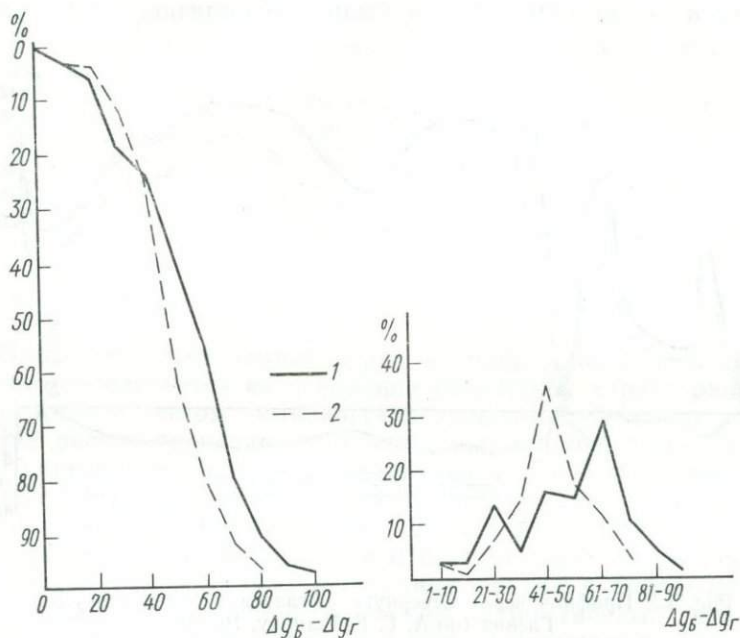


Рис. 13. Количество случаев (%), когда разности аномалий Буге и Гленни ($\Delta g_B - \Delta g_G$) не превосходят данного значения для Тихого (1) и Атлантического (2) океанов (по А. Г. Гайнанову, 1976)

При переходе от Азиатского материка к Тихому океану топографо-изостатическая поправка за влияние дальних зон ($R > 222$ км) возрастает от -1 на материке до $+30$ мГл в океане. Особенно резкие изменения этой поправки выявлены в области развития островных дуг и глубоководных желобов. Таким образом, при интерпретации региональных аномалий силы тяжести в океанах, так же как и на суше, необходимо учитывать влияние топографии всей земли и компенсационных масс дальних зон, т. е. использовать для геологической интерпретации аномалии силы тяжести в редукции Гленни. Однако из-за трудоемкости вычисления этой редукции часто ограничиваются вычислением аномалий Буге с учетом влия-

ния топографии дна ближней зоны. В этих случаях необходимо оценивать возможные погрешности в интерпретации аномалий силы тяжести за счет влияния топографии и компенсации дальних зон. При интерпретации аномалий Буге по методу подбора с опорой на сейсмические данные о мощности и составе земной коры значительная часть влияния топографии и компенсации дальних зон (постоянная систематическая составляющая) на результаты количественных расчетов исключаются.

В связи с тем что изостатическое равновесие осуществляется регионально, т. е. достаточно полно уравновешены крупные, мега- и макроформы рельефа, то аномалии в свободном воздухе прямо и линейно связаны с высотой неуравновешенных локальных форм рельефа. Аномалии Буге, наоборот, не зависят от высоты изостатически неуравновешенных микроформ рельефа, но характеризуются обратной зависимостью от абсолютной высоты уравновешенных генеральных форм рельефа. Для исключения влияния рельефа на аномалии силы тяжести некоторые исследователи предлагают «универсальную» редукцию, введение которой облегчало бы геологическую интерпретацию результатов гравиметрической съемки любого масштаба на суше и на море [144]. Универсальную редукцию получают, зная математическое выражение зависимости аномалий в свободном воздухе и Буге от высоты:

$$\Delta g = 0,0418 \sigma \Delta H; \quad \Delta g_B = -0,0418 \sigma \bar{H}, \quad (17)$$

где $\Delta H = H - \bar{H}$ — относительная высота локального рельефа, отсчитанная от уровня генерального рельефа; \bar{H} — абсолютная высота генерального рельефа в пункте наблюдения, равная средней высоте местности в радиусе r вокруг пункта. Тогда универсальная аномалия, не зависящая от высоты локального и регионального рельефа, вычисляется по формуле

$$\Delta g_y = g_H - \gamma_0 + 0,3086H - 0,0418 \sigma H + 0,0418 \sigma \bar{H}. \quad (18)$$

При $\sigma = 2,67$ г/см³, $\Delta g_y = \Delta g_B + 0,112\bar{H}$ или $\Delta g_y = \Delta g_\phi - 0,1112 \Delta H$.

На море при $\sigma_B = 1,03$ г/см³ и $\sigma = 2,67$ г/см³ эти формулы имеют вид

$$\Delta g_y = \Delta g_B - 0,069 \bar{H}; \quad \Delta g_y = \Delta g_\phi + 0,069 \Delta H.$$

Таким образом, универсальную аномалию можно получить из аномалии Буге, исправленной за влияние генерального рельефа. Наиболее полное обоснование этой редукции с позиций геодезической гравиметрии дал Дж. де Граф-Хантер, назвавший ее «редукцией модели Земли со сглаженным рельефом» и показавший ее идентичность изостатическим редукциям. В дальнейшем эту редукцию стали называть редукцией

ей Граафа-Хантера. В Советском Союзе она была впервые применена А. В. Ладыным (1966), внесшим большой вклад в решение вопроса о выборе радиуса осреднения рельефа, и Ю. А. Зориным (1968). В универсальной аномалии Граафа-Хантера не учитывается влияние удаленных зон, что может приводить к нежелательному при изучении изостазии смещению уровня поля. Поэтому целесообразно вычислять изостатические аномалии. Информация о рельефе дна, введенная в ЭВМ, используется одновременно для вычисления топографической поправки и поправки за компенсацию. Необходимо отметить, что аномалии Граафа-Хантера более предпочтительны для геологической интерпретации результатов гравиметрической съемки любого масштаба и на суше, и на море, так как эти аномалии при правильном выборе радиуса осреднения рельефа свободны от влияния рельефа.

МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ОКЕАНЕ

При количественной интерпретации результатов как точечных маятниковых, так и непрерывных гравиметрических измерений силы тяжести в океанах часто применяются методы подбора. Преимуществом этих методов является максимальное использование имеющейся геолого-геофизической информации для получения модели геологического объекта по гравиметрическим данным. Методы подбора можно применять как для количественной интерпретации аномалий в свободном воздухе, так и Буге и изостатических. Однако при интерпретации аномалий в свободном воздухе по методу подбора в первую очередь учитывается гравитационное влияние наиболее резкой плотностной границы вода — рельеф дна, что равносильно введению поправки Буге с учетом влияния рельефа дна. Используя сейсмические данные о глубинах различных границ в земной коре как опорные, по гравиметрическим данным подбирается слоисто-блоковая модель разреза земной коры, удовлетворяющая в пределах погрешности съемки наблюдаемым аномалиям силы тяжести. При этом плотность слоев разреза коры определяется по графику корреляционной зависимости между скоростью продольных волн и плотностью. Вычисление гравитационного эффекта от плотностных границ выполняется с использованием палеток или на ЭВМ. Однако для различных регионов корреляционные зависимости скорость — плотность могут значительно отличаться и использование осредненного графика может приводить к большим погрешностям при такой методике интерпретации аномалий силы тяжести.

В настоящее время общепринятым является представле-

ние о слоисто-блоковом строении земной коры и верхней мантии с квазивертикальными боковыми ограничениями. Вертикальные границы блоков часто выделяются по данным ГСЗ как зоны потери корреляции. Разноплотные блоки по гравиметрическим данным выделяются по зонам повышенных горизонтальных градиентов. Часто к границам блоков приурочены полосы или цепочки магнитных аномалий. Происхождение блоков предполагается магматическое, метаморфическое и тектоническое. Первые — это крупные батолито-подобные интрузии или их системы с вертикальными боковыми ограничениями. Выделяются они как намагниченные или наоборот немагнитные тела среди намагниченных пород, или по аномалиям силы тяжести, как тела с иной, чем вмещающие породы, плотностью. Блоки метаморфического происхождения образованы породами, возникшими в результате метаморфической переработки пород растворами, расплавами и газами. Блоки тектонического происхождения возникают в среде, в которой плотность пород меняется с глубиной монотонно-скачкообразно. В результате вертикальных перемещений разноплотных слоев с образованием структур типа горстов, грабен, сундучных складок и других на вертикальных ограничениях блоков возникают скачки плотности в горизонтальном направлении. Наиболее часто встречающийся тип блоков является, по-видимому, смешанным, т. е. несущим в себе признаки всех трех типов.

Предположение о преимущественно блоковой природе аномального гравитационного поля требует разработки особых методов количественной интерпретации, позволяющих определить параметры возмущающих тел в форме вертикальной ступени, прямоугольного параллелепипеда и т. д. В последнем случае хорошие результаты получаются при помощи билогарифмических палеток [26, 155]. Идея их применения в гравirazведке принадлежит А. А. Непомнящих (1952). Полученные в результате наблюдений кривые Δg , перестроенные в билогарифмическом масштабе, сравнивают с некоторым набором аналогичных теоретических кривых, вычисленных в результате точного решения прямой задачи для тел правильной геометрической формы. При совпадении интерпретируемой кривой с одной из теоретических получают искомые параметры аномалообразующего тела. Преимущество такого способа решения обратной задачи перед методом характерных точек несомненно, так как источником информации об аномальном теле является вся кривая гравитационной аномалии. Билогарифмические палетки Δg для возмущающих тел в форме прямоугольного параллелепипеда позволяют определять глубины верхних z_1 и нижних z_2 , кромок блоков с различной плотностью, и разность плотностей $\Delta \sigma$ между блоками.

Точность результатов интерпретации с помощью билогарифмических палеток существенно зависит от степени соответствия реального геологического объекта геометрически правильному телу с постоянной плотностью. Для повышения точности интерпретации билогарифмическими палетками необходимо предварительно учесть не только влияние водной толщи введением поправки Буге, но и влияние изменения мощности осадочной толщи на наблюдаемые аномалии силы тяжести. Особенно большие влияния осадков на аномалии силы тяжести наблюдаются во внутренних и окраинных морях, в районе шельфа и континентального склона в переходных зонах от материков к океанам, где мощность толщи часто превышает 10 км. В таких областях оценка влияния осадков на наблюдаемые аномалии силы тяжести с использованием постоянной эффективной плотности может привести к большим ошибкам, так как плотность осадочных отложений с глубиной возрастает. Наиболее интенсивное нарастание плотности осадочных пород с глубиной отмечается в пределах верхних частей разреза, где изменение плотности подчиняется в первом приближении линейной зависимости. Далее увеличение плотности с глубиной замедляется. На основании обработки большого статистического материала доказано, что изменение плотности осадочных пород с глубиной в общем подчиняется экспоненциальной зависимости [210]. Однако указанная зависимость не охватывает многообразия закономерностей в распределении плотности пород. Плотность пород осадочного покрова может меняться как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Если ограничиться только учетом экспоненциального изменения плотности с глубиной, то плотность σ_i рыхлых осадочных отложений в любой точке, расположенной между дневной поверхностью и кристаллическим фундаментом на глубине h_i , можно определить из выражения

$$\sigma_i = A + B e^{-ah_i}, \quad (19)$$

где A и B — постоянные; a — коэффициент, характеризующий скорость изменения плотности с глубиной. При $h_i = 0$; $\sigma_i = \sigma_{\text{п}}$ — плотность поверхностных рыхлых отложений. При $h_i \rightarrow \infty$; $\sigma_i = \sigma_{\text{к}}$ — плотность кристаллических пород. Отсюда

$$A = \sigma_{\text{к}}; \quad B = \sigma_{\text{п}} - \sigma_{\text{к}}; \quad \sigma_i = \sigma_{\text{к}} - (\sigma_{\text{к}} - \sigma_{\text{п}}) e^{-ah_i}. \quad (20)$$

Величины $\sigma_{\text{к}}$ и $\sigma_{\text{п}}$ определяются как средние плотности кристаллических и поверхностных осадочных пород района. В случае залегания осадочных отложений на «гранитном» слое $\sigma_{\text{к}} = 2,67 \text{ г/см}^3$, а для плотности верхней части рыхлых оса-

дочных отложений морей и океанов наиболее вероятны величины 1,6—1,7 г/см³. Определения плотности осадков во влажном состоянии в слое от 0,3 до 3,3 м от поверхности дна для 500 проб из различных зон Атлантического и Тихого океанов показали изменения плотности в пределах от 1,18 до 2,0 г/см³.

Для определения коэффициента a необходимы данные об изменении плотности осадков с глубиной. Из формулы (20) получается

$$a = \frac{1}{h_i} \ln \left(\frac{\sigma_k - \sigma_{II}}{\sigma_k - \sigma_i} \right). \quad (21)$$

Если нет данных бурения для оценки коэффициента a , можно воспользоваться сейсмическими данными об изменении скоростей в осадочной толще с глубиной. Для различных районов СССР a меняется от $0,3 \cdot 10^{-5}$ до $0,49 \cdot 10^{-5}$ см⁻¹.

Эффективную плотность пород $\sigma_{i \text{эф}}$ в любой точке разреза (по отношению к плотности кристаллических пород) можно вычислить по формуле

$$\sigma_{i \text{эф}} = \sigma_k - \sigma_i = (\sigma_k - \sigma_{II}) e^{-ah_i}. \quad (22)$$

Средневзвешенная эффективная плотность всей рыхлой толщи по отношению к кристаллическим породам определяется по формуле

$$\begin{aligned} \bar{\sigma}_{\text{эф}} &= \frac{1}{h} \int_0^h \sigma_{i \text{эф}} dh = -\frac{1}{h} \int_0^h (\sigma_k - \sigma_{II}) e^{-ah_i} dh = \\ &= \frac{1 - e^{-ah}}{ah} (\sigma_k - \sigma_{II}). \end{aligned} \quad (23)$$

При $h=0$ $\sigma_{\text{эф}} = \sigma_k - \sigma_{II}$; при $h \rightarrow \infty$ $\bar{\sigma}_{\text{эф}} = 0$.

Зная коэффициент a , можно по формулам (20) и (23) вычислить изменение плотности осадочных отложений с глубиной и средневзвешенную эффективную плотность осадочной толщи различной мощности по отношению к кристаллическим породам [41]. Результаты вычислений при $\sigma_k = 2,67$ г/см³, $\sigma_{II} = 1,7$ г/см³ и $a = 0,3 \cdot 10^{-5}$ см⁻¹ приведены в табл. 2.

На глубинах около 10 км практически не обнаруживается разности плотностей между уплотненными осадочными отложениями и «гранитными» породами.

Для оценки влияния осадочной толщи с переменной плотностью на наблюдаемые аномалии силы тяжести, в случае пологих границ раздела между осадочными и кристаллическими породами, можно воспользоваться формулой

$$\Delta g = 2 \pi f \bar{\sigma}_{\text{эф}} \quad \text{или} \quad \Delta g = 2 \pi f \frac{1 - e^{-ah}}{a} (\sigma_{\text{к}} - \sigma_{\text{п}}). \quad (24)$$

Предельные значения влияния осадочной толщи с переменной плотностью можно оценить из выражения

$$\lim_{h \rightarrow \infty} \Delta g = \frac{2 \pi f (\sigma_{\text{к}} - \sigma_{\text{п}})}{a}, \quad (25)$$

$$\begin{aligned} \text{при } a = 0,3 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}, \quad \sigma_{\text{к}} = 2,67, \quad \sigma_{\text{п}} = 1,7 \text{ г/см}^3, \\ \lim_{h \rightarrow \infty} \Delta g = 135 \text{ мГл.} \end{aligned}$$

В табл. 3 приведены значения аномалий силы тяжести Δg_i , обусловленные скоплением осадочных отложений с переменной плотностью, различной мощности, при $a = 0,3 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$, $\sigma_{\text{к}} = 2,67$, $\sigma_{\text{п}} = 1,7 \text{ г/см}^3$.

Таблица 2

Изменения плотности осадочных отложений с глубиной и средневзвешенной эффективной плотности осадочной толщи различной мощности

Мощность осадочной толщи h_i , км	1	2	3	4	5	6	7	10
Плотность осадочных отложений на глубине h_i , σ_i , г/см ³	1,94	2,14	2,28	2,38	2,45	2,51	2,57	2,62
Средневзвешенная эффективная плотность осадочной толщи по отношению к кристаллическим породам $\bar{\sigma}_{i \text{ эф}}$, г/см ³	0,88	0,73	0,65	0,56	0,50	0,45	0,41	0,30

Для сравнения в этой же таблице приведены значения гравитационного влияния Δg_i ; $\Delta g_i''$; $\Delta g_i'''$ осадочной толщи, вычисленные при постоянной плотности $\sigma_1 = 2,2$, $\sigma_2 = 2,3$ и $\sigma_3 = 2,4 \text{ г/см}^3$.

Из таблицы видно, что наибольшее влияние на наблюдаемые аномалии силы тяжести оказывают верхние части осадочной толщи мощностью до 4 км. Если гравитационное влияние рыхлых осадков мощностью до 4 км достигает 95 мГл, то дальнейшее возрастание мощности осадочных отложений до 10 км вызывает увеличение гравитационного влияния осадков до 128 мГл. Использование для оценки гравитационного влияния осадочной толщи постоянной плотности мо-

Гравитационное влияние Δg_i осадочной толщи с переменной плотностью и мощностью h_i

Мощность осадочной толщи h_i , км	1	2	3	4	5	6	7	10
$\Delta g_i =$ $= 2\pi f \frac{1-e}{a} (-ah_i) (\sigma_k - \sigma_n)$	-34	-60	-81	-95	-104	-112	-119	-128
$\Delta g_i' = 2\pi f (\sigma_k - \sigma_1) h_i$	-20	-39	-59	-78	-98	-118	-137	-196
$\Delta g_i'' = 2\pi f (\sigma_k - \sigma_2) h_i$	-16	-31	-46	-62	-77	-93	-108	-155
$\Delta g_i''' = 2\pi f (\sigma_k - \sigma_3) h_i$	-11	-23	-34	-45	-56	-68	-79	-113

жет привести к погрешности до первых десятков миллигал. Опыт применения билогарифмических палеток при интерпретации гравитационных аномалий в редукции Буге на морях и океанах показал, что обычно ошибка результатов интерпретации составляет $\pm 10-20\%$. Однако в неблагоприятных случаях (значительное отклонение реальных геологических объектов от прямоугольных параллелепипедов, неучет влияния изменения мощности осадочной толщи, низкая точность определения аномального гравитационного поля, особенно в зонах больших горизонтальных градиентов силы тяжести) возможны и значительно большие погрешности. В этих случаях интерпретация при помощи билогарифмических палеток дает схематическое представление о распределении аномальных масс, их необходимо контролировать другими способами количественной интерпретации, а полученные предварительные результаты об аномальных массах использовать преимущественно как качественные данные в комплексе с результатами интерпретации материалов других геофизических исследований.

Для определения изменения общей мощности земной коры на морях и океанах применялись метод стандартных колонок земной коры и метод Ч. Тсубои, И. Томода и К. Аки [57, 205]. Этот метод заключается в том, что, опираясь на сейсмические данные о глубине поверхности Мохоровичича, в данном пункте принимается некоторая стандартная колонка земной коры с определенной плотностью и мощностью. Наблюдаемые в исследуемом районе аномалии Буге дают возможность определить изменение мощности стандартной колонки земной коры и, следовательно, определить глубину поверхности Мохоровичича. Этот метод основан на предположении о неизменности плотностей подкорового и корового вещества в горизонтальном направлении. Однако имеющиеся

в настоящее время геолого-геофизические данные указывают на изменение в горизонтальном направлении как средней плотности колонок земной коры, так и подкорового вещества. Поэтому использование метода стандартных колонок для определения мощности земной коры, в особенности в рифтовых зонах и в зонах перехода от континентов к океанам, где наиболее вероятны изменения физических свойств вещества коры и мантии в горизонтальном направлении, может привести к значительным систематическим ошибкам в определении мощности земной коры. В методе Ч. Тсубои, несколько усовершенствованном И. Томода и К. Аки, для определения глубины поверхности Мохоровичича используется разложение в ряд Фурье в ограниченной области, если известна глубина поверхности Мохоровичича хотя бы в одной точке. Первоначально этот метод был разработан применительно к двухмерным аномальным массам; впоследствии авторы усовершенствовали свой метод применительно к трехмерным аномальным массам. Достоинством этого метода является возможность учета влияния аномалий Δg от соседних зон при вычислении глубины поверхности Мохоровичича, однако и при расчетах этим методом предполагается постоянство разности плотности корового и подкорового вещества.

Статистическая обработка большого количества сейсмических определений мощности земной коры (или глубины поверхности Мохоровичича) и аномалий силы тяжести в редукции Буге позволила установить корреляционную связь между мощностью земной коры и аномалиями Буге [13, 100, 103, 104, 124, 131].

Так как большая часть крупных форм рельефа Земли изостатически компенсирована, то для случая гидростатического равновесия коры имеет место соотношение

$$M = M_0 + \kappa H, \quad (26)$$

где M_0 — глубина поверхности Мохоровича при $H=0$; H — средняя высота (глубина) рельефа поверхности Земли.

$$\text{Для суши } k = \frac{\sigma_k}{\sigma_m - \sigma_k}, \quad \text{для моря } k = \frac{\sigma_k - \sigma_b}{\sigma_m - \sigma_k},$$

σ_b ; σ_b ; σ_m — плотности коры, морской воды и подкорового вещества.

Анализ эмпирических корреляционных соотношений между мощностью коры, гравитационными аномалиями и рельефом показал, что эти соотношения, выведенные путем осреднения данных по всей поверхности Земли, близко соответствуют условию гидростатического равновесия коры. Применение их к областям, изостатически некомпенсированным, вызывает значительные ошибки [60]. Особенно большие ошиб-

ки дают формулы или графики, выражающие зависимость глубины поверхности Мохоровичича или мощности земной коры от высоты поверхности Земли. Достоверность эмпирических корреляционных формул значительно повышается, если их вывод будет основан на изучении геофизических данных отдельных регионов. Наиболее общей и более точной является формула для вычисления глубины поверхности Мохоровичича по средней высоте рельефа с учетом отклонения от изостазии

$$M = M_0 + k\bar{H} + \frac{\Delta g_j - \Delta g_{j_0}}{2\pi f \Delta \sigma}, \quad (27)$$

где M_0 и Δg_{j_0} — глубина поверхности Мохоровичича и изостатическая аномалия при $\bar{H}=0$; $\Delta \sigma$ — разность плотностей подкоркового вещества и коры.

На основании статистической обработки большого геофизического материала Р. М. Деменичкой были получены следующие формулы для определения толщины всей земной коры M^1 по аномалиям силы тяжести в редукции Буге Δg и превышениям рельефа Δh

$$M' = 35(1 - th \ 0,0037 \ \Delta g); \quad M' \approx 35 - 0,126 \ \Delta g \quad (28)$$

$$M' = 33 \ th(0,38 \ \Delta h - 0,18) + 38,$$

где th — тангенс гиперболический.

Г. Вуллардом (1959) для всей Земли получена другая формула:

$$M = 32 - 0,08 \ \Delta g. \quad (29)$$

Н. П. Грушинский (1961) принимает линейную зависимость глубины поверхности Мохоровичича и средних значений аномалий Буге и средних высот по одноградусным квадратам.

Исходя из полученного корреляционного соотношения между глубиной поверхности Мохоровичича и аномалиями Буге можно оценить эффективную избыточную плотность подкоркового вещества, используя формулу притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя

$$M = M_0 + \frac{\delta(\Delta g)}{2\pi f \Delta \sigma} = M_0 + k \ \Delta g. \quad (30)$$

Если зависимость аномалий Буге от мощности земной коры известна, то по формуле

$$k = \frac{1}{2\pi f \Delta \sigma} \quad (31)$$

можно определить эффективную избыточную плотность между веществом верхней мантии и коры в исследуемом районе. Однако при этом не учитывают, что формула (31) справедлива лишь для пологих и неглубоко залегающих структур. Как правило, вычисления по этой формуле дают заниженные значения $\Delta\sigma$, и чем глубже расположена структура и резче отклоняется от бесконечного плоскопараллельного слоя, тем более заниженные значения эффективной избыточной плотности $\Delta\sigma$ получаются по этой формуле.

Для выявления характера изменения корреляционной зависимости между интенсивностью гравитационных аномалий и мощностью земной коры при переходе от континентальных структур к океаническим автором были рассчитаны гравитационные аномалии от различных моделей земной коры [42]. Проведенные на моделях расчеты позволили определить порядок кажущегося уменьшения эффективной избыточной плотности $\Delta\sigma$ при вычислении по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя для идентичных структур, расположенных на различных глубинах. Кажущееся уменьшение эффективной избыточной плотности для двухслойных моделей получается меньше, чем для однослойных моделей аналогичной мощности. Так, если для однослойной модели структуры земной коры с поперечным размером 120 км и амплитудой поднятия 15 км, расположенной на глубине 25 км, кажущееся уменьшение эффективной плотности достигает 50%, а на глубине 60 км — более 75% от истинной избыточной плотности подкорового вещества, то для двухслойной модели соответственно — около 30 и 60%. При больших поперечных размерах и меньшей амплитуде структуры кажущееся уменьшение эффективной плотности с глубиной залегания структуры будет, естественно, меньше. В случае, если структуры коры сильно вытянуты в одном направлении, хорошие результаты получаются при использовании формулы Б. А. Андреева:

$$\Delta g(x_1) - \Delta g(x_2) \approx 2\pi fS(z_1 - z_2), \quad (32)$$

где $S = \sum_{i=1}^n e^{-2\pi(\frac{h}{l}i)}$ — эффективная избыточная

плотность; $\Delta\sigma_1, \dots, \Delta\sigma_i$ — избыточные плотности на границах; h_1, \dots, h_i — средние глубины залегания этих границ; z_1 и z_2 — значения глубин до одной из границ раздела в точках x_1 и x_2 ; l — период гармонической кривой, представляющей (в первом приближении) поперечный размер структуры.

При этом оказывается, что соотношение значений эффективной S и избыточной $\Delta\sigma$ плотности может меняться в очень

широких пределах в зависимости от соотношения средней глубины залегания и поперечного размера l структуры. Применение формулы (32) для оценки избыточной плотности на границе земной коры для трехмерных структур также дает заниженные значения эффективной избыточной плотности, однако эффект занижения плотности в этом случае примерно в два раза меньше по сравнению с оценками эффективной избыточной плотности по формуле (31). Так, если для однородной трехмерной модели земной коры с разностью плотности корового и подкорового вещества, равной $0,7 \text{ г/см}^3$, эффективная плотность, оцененная по формуле (31), изменяется от $0,28$ до $0,15 \text{ г/см}^3$ с увеличением глубины от 30 до 60 км , то эффективная плотность для этой же модели по формуле (32) получается равной соответственно $0,48$ и $0,32 \text{ г/см}^3$. Примерно такие же соотношения получаются при оценках по формулам (31) и (32) эффективных плотностей и для моделей двухслойной земной коры.

Таким образом, при определении избыточной плотности подкорового вещества по корреляционным соотношениям между толщиной земной коры и аномалиями силы тяжести необходимо учитывать эффект кажущегося уменьшения этой плотности с увеличением средней глубины подошвы земной коры и уменьшением поперечных размеров структур коры.

Эмпирические коэффициенты K , зависимости между толщиной земной коры и аномалиями Буге, полученные для различных областей Земли, были сравнены с коэффициентами, рассчитанными по корреляционным графикам зависимости аномалий силы тяжести от глубины границы Мохоровичича для различных моделей земной коры. Лучше всего эмпирические коэффициенты согласуются с рассчитанными для двухслойных моделей земной коры. Так, K для всей Земли хорошо согласуется с коэффициентами, рассчитанными для двухслойных моделей земной коры с разностью плотностей на границе между «гранитным» и «базальтовым» слоями, равной $0,3 \text{ г/см}^3$, и между «базальтовым» и подкоровым слоями, равной $0,5 \text{ г/см}^3$. Отклонения эмпирических коэффициентов K для разных областей от среднего для всей Земли, по-видимому, обусловлены плотностными неоднородностями земной коры и верхней мантии. Однако частично эти различия могут быть вызваны и ошибками получения эмпирических коэффициентов K в различных регионах.

В последние годы широкое распространение при интерпретации гравитационных аномалий на море получила трактовка аномалий как случайных функций [1, 50, 74 и др.]. Такой подход позволяет статистически анализировать массовый материал морских гравиметрических съемок, а также выявлять статистические зависимости между аномалиями силы тяжести и особенностями геологического строения исследуе-

мых акваторий, при этом основным инструментом статистических исследований является получение автокорреляционных функций, изучение энергетического спектра (спектральной плотности) и применение корреляционного анализа с целью разделения гравитационных аномалий. Наиболее полные и детальные исследования к настоящему времени выполнены по статистическому анализу аномального магнитного поля Земли [147, 157, 177]. На примере небольших регионов или нескольких профилей и гравимагнитных съемок в работах [1, 111, 114, 116, 148, 149] освещены следующие вопросы: а) совместный анализ гравитационного и магнитного полей, рассматриваемых как случайные функции; б) районирование потенциальных геофизических полей при помощи автокорреляционного анализа; в) определение средней глубины залегания источников аномалий; г) построение вероятностных моделей строения земной коры.

Совместный анализ агравитационных аномалий с геологическими и другими геофизическими данными показал, что как на континентах, так и в океанах [7, 14, 27, 52, 55, 77, 209 и др.] аномалии гравитационного поля можно представить как сумму полей, обусловленных следующими факторами: 1) плотностными неоднородностями в недрах мантии; 2) плотностными неоднородностями и изменениями мощности литосферы; 3) изменениями мощности земной коры (рельефом поверхности Мохоровичича); 4) плотностной неоднородностью консолидированных слоев земной коры и изменениями рельефа границ этих слоев (рельефом фундамента, границы Конрада и др.); 5) структурными и литологическими изменениями в строении осадочного чехла.

Обычно три первых типа аномалий объединяют в региональные аномалии, а два последних — локальные. Локальные аномалии, их происхождение, распределение по горизонтали и глубине нельзя рассматривать как изолированное явление, так как происхождение и история развития поверхностных структур Земли генетически связаны со сложными физико-химическими процессами, происходящими в глубоких оболочках Земли. Однако такое условное деление аномального поля на локальные и региональные удобно как для практических задач разведочной геофизики, так и для математического описания аномальных геофизических полей. Региональные гравитационные аномалии первого типа (планетарные или глобальные) с амплитудой до 100 мГл и длиной волны 1500—2500 км четко выявляются по результатам наблюдения за траекториями полета искусственных спутников Земли [118, 260]. Локальные аномалии обусловлены преимущественно особенностями тектонического строения и изменениями мощности и состава кристаллического фундамента и осадочной толщи и могут достигать значений от нескольких мил-

лигал до первых десятков миллигал при длине волн до нескольких десятков километров.

Спектральный анализ поля изостатических аномалий территории СССР [7] показал возможность разделения аномалий на мантийную и литосферную составляющие. Аномалии первого типа с длиной волны 1500—2500 км, по-видимому, нельзя считать случайными и изучать их методами теории случайных функций.

Опираясь на наиболее обоснованные представления о слоистоблоковой модели земной коры, можно предполагать случайный характер аномальных гравитационных полей 3-, 4- и 5-го типов.

Для устранения длинноволновых региональных аномалий при статистическом анализе гравитационных аномалий предварительно выполняют осреднение анализируемых профилей с различным интервалом осреднения. Как показали статистические исследования аномального гравитационного поля на территории СССР, оптимальным является осреднение в интервале 300—500 км. Кроме осреднения проводится также центрирование для исключения постоянной составляющей, присутствующей в статистически обрабатываемых данных.

Вторым, не менее важным фактором, чем интервал осреднения при вычислении автокорреляционной функции, является интервал скольжения или интервал реализации $L_{ск}$. Если его взять слишком коротким, то низкие частоты будут мало представительны и это может заметно повлиять на автокорреляционную функцию и спектр поля. При слишком длинном интервале скольжения получаются осредненные статистические характеристики, которые не отражают специфических особенностей отдельных регионов. Так как погрешность вычисления нормированной автокорреляционной функции $R(\tau)$ практически не зависит от τ [147], целесообразно анализ погрешностей ε в зависимости от интервала скольжения проводить при $\tau=0$. Для автокорреляционной функции вида $C(\tau) = C(0)e^{-\alpha\tau^2} \cos \beta\tau$ при $\tau=0$ погрешность ε имеет следующий вид:

$$\varepsilon = \frac{\sqrt{2\pi}}{L_{ск} \cdot \sqrt{\alpha}} \left(1 + e^{-\frac{\beta^2}{2\alpha}} \right). \quad (33)$$

Исследования погрешности вычисления автокорреляционной функции вида $C(\tau) = C(0)e^{-\alpha\tau^2} \cos \beta\tau$ в зависимости от длины интервала скольжения для различных значений α и β , характеризующих поле Δg , выполненные в Институте земного магнетизма ионосферы и распространения радиоволн, показали, что, начиная с $L_{ск} = 1000$ км, погрешность ε уменьшается до 10—15% и при дальнейшем увеличении $L_{ск}$ практически меняется слабо. Относительная погрешность ε_c

оценки спектральной плотности $S(f)$ находится в следующей зависимости от длины реализации $L_{\text{СК}}$ и величины максимального смещения τ_{max} при вычислении $C(\tau)$, если вычислять $S(f)$ путем Фурье-преобразования

$$\varepsilon_c = \pm \sqrt{\frac{\tau_{\text{max}}}{L_{\text{СК}}}} \quad (34)$$

Абсолютная погрешность оценки спектральной плотности зависит от частоты и равна:

$$\varepsilon_0 = S(f) \sqrt{\frac{\tau_{\text{max}}}{L_{\text{СК}}}} \quad (35)$$

Автором были вычислены автокорреляционные функции и спектральные плотности аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе, пересекающим различные геоморфологические области в Индийском, Тихом и Атлантическом океанах. Для статистического анализа в Индийском океане были выбраны гравиметрические профили Международной индоокеанической экспедиции на НИС «Оуэн» и «Витязь» [1, 93, 94]. Измерения силы тяжести на борту НИС «Оуэн» выполнены морским гравиметром «Аскания-Верке», установленным на гироплатформе «Аншютц». Средняя квадратическая ошибка аномалий в свободном воздухе $\pm 5-7$ мГл. Профиль протяженностью свыше 1500 миль пересекает основные структурные элементы северо-западной части Индийского океана: Сомалийскую котловину, Аравийско-Индийский срединный (рифтовый) хребет, Аравийскую котловину и материковый склон западного Индостана. Для выделения региональных составляющих аномалий в свободном воздухе был использован метод сглаживания. Для локальных аномалий Δg характерна значительная изменчивость. Величины средних квадратических отклонений локальных составляющих от региональных для Сомалийской котловины ± 10 мГл, для Аравийско-Индийского хребта ± 11 мГл, для Аравийской котловины ± 4 мГл, для материкового склона Индостана ± 8 мГл. Автокорреляционные функции вычислены с максимальным смещением $\tau_{\text{max}} = 96$ км и длиной реализации $L_{\text{СК}} = 900-1000$ км. Спектральные плотности аномалий в свободном воздухе получены с помощью Фурье-преобразования автокорреляционных функций. Относительная погрешность оценки спектральной плотности $E_c = \pm 0,31$. Абсолютная погрешность оценки спектральной плотности в зависимости от частоты изменяется в пределах $\pm 4-15$ км.

Детальный анализ статистических характеристик анома-

лий силы тяжести выполнен З. Н. Левицкой на гравиметрическом полигоне возвышенности Ямато в Японском море. Были получены нормированные автокорреляционные функции для 24 профилей, отстоящих друг от друга на расстоянии 2,5 мили со снятым региональным фоном и без снятия.

Автором совместно с Е. Д. Корякиным и Б. О. Михайловым выполнен статистический анализ результатов гравиметрической съемки в Северной Атлантике, проведенной во время 10-го рейса НИС «Академик Курчатов». Были вычислены автокорреляционные функции шести гравиметрических профилей протяженностью около 1000 км каждая. Профили пересекали основные морфоструктуры Северной Атлантики: срединные хребты Рейкьянес, Кольбейнсей, Ян-Майенский глыбовый хребет, глубоководные котловины. При этом каждый профиль подразделялся на участки с линейными размерами 100—400 км в зависимости от протяженности пересекаемой морфоструктуры рельефа дна. Всего участков, на которых вычислена автокорреляционная функция, около 40. В связи с сравнительно небольшим интервалом реализации достоверность автокорреляционных функций невысокая. Однако многократное усреднение по профилям, пересекающим характерные формы рельефа дна в изученном районе, увеличивает точность вычисленных автокорреляционных функций. В результате проведенного анализа выявляются следующие статистические характеристики — период основной гармоники T_0 в среднем изменяется от 40 до 90 км. Наиболее высокочастотные гармоники выделяются над срединными подводными хребтами.

Для нескольких гравиметрических профилей в северо-западной части Индийского океана, а также Северной Атлантике и Тихом океане вычислены автокорреляционные функции. При построении автокорреляционной функции $C(\tau)$ для аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе вдоль отдельных профилей делалось предположение о том, что функция $C(\tau)$ при больших τ должна колебаться около нулевого значения. Таким образом, уровень для построения $C(\tau)$ выбирался в какой-то мере условно. Автокорреляционная функция аппроксимировалась выражениями вида

$$C(\tau) = C(0)e^{-\alpha|\tau|} \cos \beta \tau \quad (36)$$

и

$$C(\tau) = C(0)e^{-\alpha^2 \tau^2} \cos \beta \tau. \quad (37)$$

Последнее выражение удобнее первого, если функцию $C(\tau)$ необходимо дифференцировать по τ .

В табл. 4 систематизированы результаты статистического анализа аномалий силы тяжести в редукции в свободном воз-

Результаты статистического анализа аномалий силы

Местоположение профиля аномалий силы тяжести	Вид аномалий	Точность исходных данных, мГл	Интервал осреднения, км	Интервал реализации (скольжения) $L_{СК}$, км	Шаг вы- борки Δx , км	Дисперсия, мГл ²
Индийский океан						
Сомалийская котловина	со снятым региональным фоном	$\pm 5-7$	123	900—1000	1,23	100
Аравийско-Индийский хребет	»	»	»	»	»	121
Аравийская котловина	»	»	»	»	»	16
Материковый склон Индостана	»	»	»	»	»	64
Сокотра — Карачи (северо-западная часть Индийского океана)	»	»	101	1940	1 и 2	107
Аравийско-Индийский хребет — Индостан	»	»	»	2500	5	—
Северо-западная часть Индийского океана	с региональным фоном	»	—	2650	5	134
»	»	»	—	1000	4,7	211
»	»	»	—	2600	5	126
Северная Атлантика	»	$\pm 5-10$	—	2150	8,4	60
Тихий океан (у Южной Америки)	»	»	—	4000	16,2	140
Банка Ямато (Японское море)	24 профиля с региональным фоном, со снятым региональным фоном	$\pm 5-7$	—	180	4,5	818
»	»	»	—	180	4,5	208
Сокотра — Карачи	v_{xz}	—	—	1940	1	$96 E^2$
	v_{zz}	—	—	—	—	$86 E^2$

Таблица 4

тяжести в редукции в свободном воздухе

$\tau_{0,3}$, км	τ_0 , км	τ_2 , км	T_0 , км	T_1 , км	T_2 , км	T_3 , км	$\alpha 10^3$, км ⁻¹	$\alpha_1 10^3$, км ⁻¹	$\beta 10^3$, рад/км	Литература
8	12	25	48	48	26	—	—	—	—	Агапова и др., 1969
9	13	26	52	50	18	—	—	—	—	Там же
4	10	12	40	58	22	—	—	—	—	»
6	9	17	36	40	24	—	—	—	—	»
14	23	55	92	125	80	60	—	—	—	Гладун и др., 1972
19	30	—	—	—	—	—	—	—	—	Луговенко, Пушкин, 1974
—	—	—	—	—	—	—	48,6	71,8	5,6	Луговенко, Сорока, 1970
32	50	70	130	—	—	—	20,1	27,8	3,0	Там же
32	60	100	—	—	—	—	24,8	20,3	2,7	»
22	40	50	75	—	—	—	14,9	28,0	3,7	»
19-28	28-38	51-76	112-152	—	—	—	—	—	—	Левицкая
24	33	64	132	—	—	—	—	—	—	»
7-22	11-38	19-50	44-112	83	—	—	—	—	—	Там же (автокорреляционная функция аппроксимирована выражением вида
14	24	34	78	—	—	—	—	—	—	$c(\tau) = c(0)e^{-\alpha \tau }$ $(\cos \alpha\tau - \frac{\alpha}{\beta} \times \sin \beta \tau)$.
6	9	14	28	150	60	30	—	—	—	Гладун и др., 1972
4	6	17	30	110	50	30	—	—	—	»

духе, выполненного различными авторами для отдельных областей океанов, приведены сведения о точности данных, о протяженности интервалов осреднения и реализации, шаге выборки и дисперсии.

Параметры $r_{0,3}$ и r_0 соответственно те значения оси абсцисс автокорреляционной функции $R(r)$, при которых автокорреляционная функция $R(r)$ принимает значения 0,3 и 0. Параметр τ_2 характеризует местоположение минимума функции $R(\tau)$. Параметр T_0 — период основной гармоник в спектре поля, определенный по кривой автокорреляционной функции. Параметры T_1 , T_2 и T_3 — периоды, которым соответствует первый, второй и третий максимумы спектральной функции. Параметры α , α_1 и β аппроксимируют автокорреляционную функцию выражениями вида

$$R(\tau) = e^{-\alpha^2 \tau^2} \cos \beta \tau \quad \text{и} \quad R(\tau) = e^{-\alpha_1(\tau)} \cos \beta \tau. \quad (38)$$

Для выяснения зависимости наблюдаемых аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе от рельефа дна и рельефа акустического фундамента (изменения мощности рыхлых осадочных отложений) был проведен совместный статистический анализ данных непрерывных набортных измерений силы тяжести, эхолотирования и сейсмопрофилирования, полученных в 10-м рейсе НИС «Академик Курчатов» в Северной Атлантике и 28- и 30-м рейсах американского океанографического судна «Элтанин» в южных районах Тихого океана. Для Северной Атлантики профили были разбиты на участки, соответствующие геоморфологическим структурам: рифтовой зоне хребта Кольбейнсей, глыбовому Ян-Майенскому хребту, океаническому дну Исландского плато, хребту Рейкьянес и др. Вычисления коэффициентов корреляции производились по каждому участку отдельно. На 26 и 337 проанализированных участках профилей четко проявляется корреляция аномалий в свободном воздухе либо с рельефом морского дна, либо с рельефом кровли коренных пород. На 12 участках коэффициент корреляции с рельефом морского дна K_1 получился больше коэффициента корреляции аномалий с рельефом кровли коренных пород K_2 , на других 12 участках K_2 оказался больше K_1 . На двух участках получен только K_1 , поскольку на этих отрезках нет данных о мощности осадочного слоя. На одном из них $K_1=0,69$, на другом $K_1=0,86$. В 11 случаях можно считать, что корреляции нет совсем ($K < 0,5$). Для профилей, пересекающих южные районы Тихого океана от Австралии до Южной Америки, в среднем $K_1 > K_2$.

Корреляция аномалий в свободном воздухе с рельефом кровли коренных пород или с рельефом дна наиболее четко проявляется там, где океаническое дно имеет сложную не-

ровную поверхность. Так, в пределах рифтовой зоны хребта Кольбейнсей преобладает корреляция аномалий с рельефом кровли коренных пород ($K_2 > K_1$). Этот факт можно объяснить тем, что глубокие трещины рифтовой зоны хребта Кольбейнсей засыпаны, как правило, рыхлыми осадками, плотность которых гораздо меньше плотности базальтовых пород хребта, создающих основной гравитационный эффект.

В области глыбовых поднятий, таких как Ян-Майенский хребет и в восточной части Исландского плато преобладает корреляция аномалий с рельефом дна. В океанических котловинах корреляция ярче всего проявляется в тех районах, где ровный рельеф морского дна нарушается отдельными поднятиями и разломами. Для исключения влияния рельефа дна на наблюдаемые аномалии в свободном воздухе необходимо вычисление поправки за промежуточный водный слой с учетом топографии дна, т. е. определение аномалий силы тяжести в редукции Буге.

ПЛОТНОСТЬ КОРЕННЫХ ПОРОД ДНА ОКЕАНОВ

Для повышения точности и объективности интерпретации все возрастающего объема геофизической информации о глубинном строении литосферы океанов необходимо знание физических свойств пород, слагающих дно океанов, острова, прибрежные зоны материков. В настоящее время наиболее полно изучены физические свойства пород Гавайских островов, Сахалина, Курильских и Японских островов, Исландии [179, 230 и др.].

При изучении физических свойств важно выяснить по возможности факторы, обуславливающие изменения этих свойств. Для этого необходимо комплексное исследование физических свойств, а также вещественного состава, структурных и текстурных особенностей образцов пород. При детальном гравиметрических съемках на полигонах в различных геоморфологических зонах Мирового океана необходимы сведения о плотности пород, слагающих неровности дна, для наиболее точного учета влияния рельефа на измеренные значения силы тяжести.

Автором были выполнены определения плотности основных и ультраосновных пород, собранных в различных рейсах НИС «Витязь» и «Академик Курчатов» на гребнях рифтовых гор и со склонов рифтовых ущелий Аравийско-Индийского, Западно-Индийского, Центрально-Индийского, Северо-Атлантического хребтов, а также образцов базальтов с островов Родригес, Тромлен, Маэ Сан-Феликс, Сан-Амбросио, Маврикий и др. [49, 58, 78]. Изучение вещественного состава образцов производилось в Институте геохимии и Институте Океанологии АН СССР [35]. Магнитные, упругие, электри-

ческие и тепловые характеристики этих пород исследовались в ИФЗ АН СССР [10] и в Калининградском университете [88].

Плотность образцов определялась в воздушно-сухом состоянии с помощью денситометра. Для этого от образцов отбивались небольшие куски весом 100—300 г. Плотность определялась с точностью до $\pm 0,01$ — $0,02$ г/см³. Статистическая обработка сравнительно небольшого объема данных о плотности кристаллических пород Северной Атлантики показала, что распределение плотности многовершинное. Главные моды $M_1 \approx 2,85$ г/см³ (около 26%), $M_2 \approx 2,75$ г/см³ (около 14%), $M_3 \approx 2,6$ г/см³ (около 5%), $M_4 \approx 2,95$ г/см³ (около 5%), $M_5 \approx 2,45$ г/см³ (10%). Наименьшей плотностью обладают пористые базальтовые лавы и шлакобазальты (1,32— $2,10$ г/см³). Как известно, плотность ультраосновных пород может варьировать в широких пределах при метаморфических изменениях. Так, при серпентинизации ультраосновных пород плотность неизменных гипербазитов уменьшается от 3,4 до 2,45 г/см³ в полностью серпентинизированных безрудных разновидностях. При их выветривании плотность падает до 1,7 г/см³.

Чтобы выявить характер изменения плотности перидотитов, собранных с рифтовых зон Индийского океана, от степени серпентинизации, были проведены измерения плотности перидотитов с различной степенью серпентинизации. Результаты этих определений показали, что с увеличением степени серпентинизации плотность серпентинизированных перидотитов уменьшается от 2,7 до 2,4 г/см³ (табл. 5).

Степень серпентинизации определялась по содержанию воды (от 7,8 до 12,1%) и по степени окисленности железа $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$ (от 0,45 до 0,78) при устойчивом содержании суммарного железа. В процессе серпентинизации выделяются две главные стадии. Первая (псевдоморфная), равномерно и постепенно захватывающая породу во всем ее объеме, происходит без существенного разрушения ее текстуры и структуры. Вторая (поздняя стадия), связанная с существенной перекристаллизацией породы и изменением ее структурного рисунка. Вторая стадия серпентинизации в более значительной степени влияет на плотность. Так образец № 5324/59 полностью серпентинизированного перидотита (2-я стадия) имеет плотность 2,40 г/см³.

Одним из ведущих процессов в формировании рифтовых систем является, по-видимому, поднятие ультраосновных пород верхней мантии, сопровождающееся вначале их динамометаморфизмом, а затем по мере движения вверх, их разуплотнение и серпентинизация. Черты динамометаморфизма ярко выражены в структуре ультраосновных пород, в изло-

мах кристаллов, оливина, в признаках катаклаза, наличии плоскостей скольжения, ориентированной трещиноватости, значительной магнитной жесткости, отражающей высокую напряженность магнетитовых зерен в момент их кристаллизации, происходившей на глубинах около 10—12 км, в анизотропии физических свойств, достигающей 20—30%. Так, образец № 5324/60 массивный, плотный, слабо серпентинизированный (1-я стадия) характеризуется пониженной плотностью 2,72 г/см³ по сравнению с плотностью ультраосновных пород за счет катаклаза. Наименьшей плотностью 2,08 г/см³ характеризуется выветрелый серпентинизированный гарцбургит из рифтовой зоны Северо-Атлантического срединного хребта.

Таблица 5

Плотность серпентинизированных перидотитов рифтовой зоны
Индийского океана

№ образца	H ₂ O %	Fe ₂ O ₃	Характеристика образца	Плотность, г/см ³
		Fe ₂ O ₃ +FeO		
5324/60	7,8	0,46	массивный лерцолит, катакла- зированный	2,72
5324/55	10,9	0,56	массивный лерцолит, катакла- зированный	2,65
5319/25	11,2	0,67	полосчатый гарцбургит	2,64
5319/39	11,2	0,68	полосчатый гарцбургит с раз- витой 2-й стадией серпенти- низации	2,44
5319/1	11,9	0,71	массивный гарцбургит, 2-я стадия серпентинизации	2,57
5319/34	10,5	0,73	массивный гарцбургит с значи- тельно развитой 2-й стадией серпентинизации	2,54
5319/37	10,0	0,74	гарцбургит с сильно развитой 2-й стадией серпентинизации	2,43
5319/30	12,1	0,75	полосчатый лерцолит	2,58
5324/59			серпентин	2,40

Большое значение при совместной интерпретации результа- тов сейсмических и гравиметрических исследований имеет установление корреляционной связи между плотностью пород и скоростью распространения продольных волн. Такие зависимости определялись многими исследователями для различных регионов преимущественно по материковым данным. По выполненным немногочисленным определениям плотности и скорости продольных волн в различных породах, собранных со дна и островов Тихого океана, можно оценить, что на-

ибо более удовлетворительно эмпирическая зависимость плотность — скорость распространения продольных волн выражается кривыми Г. Вулларда (1959) и Дж. Нейфа, К. Дрейка (1963), в которых наиболее полно учтены экспериментальные данные о физических свойствах морских осадков. Удовлетворительно выражают зависимость плотность — скорость, особенно без учета данных по аргиллитам, кривые полученные Н. Н. Пузыревым (1959), П. М. Сычевым, А. Э. Парвизайне-ном (1963) и М. Ф. Скориковой (1966, 1969). Для исследованных образцов рифтовой зоны Индийского океана наиболее удовлетворительно эмпирическая зависимость плотность — скорость выражается кривыми Г. Вулларда, М. Ф. Скориковой и П. М. Сычева, А. Э. Парвизайнена.

Экспериментальные исследования связи между скоростью распространения волн и плотностью горных пород при высоких всесторонних давлениях показали, что эта связь выражается формулой $V_p = a + b \sigma$. По мере роста давления коэффициенты a и b постепенно уменьшаются по абсолютному значению. При расчете плотности глубинных слоев земной коры по граничным скоростям продольных волн необходимо учитывать изменение характера зависимости плотность — скорость от давления. Как показали результаты экспериментальных определений, характер зависимости плотность — скорость распространения продольных волн в различных тектонических областях может значительно отличаться. Возможно, эти различия обусловлены действием тектонических напряжений в слоях земной коры [179]. Поэтому при совместной интерпретации результатов сейсмических и гравиметрических исследований и определении плотности слоев земной коры по осредненным планетарным зависимостям между плотностью и скоростью необходимо иметь в виду возможность значительных отклонений в характере этих зависимостей, особенно в тектонически активных зонах.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ОБЛАСТЯХ ТИХОГО, АТЛАНТИЧЕСКОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ

Советскими учеными выполнены наиболее детальные комплексные геолого-геофизические исследования в Дальневосточной переходной зоне в районе Японского, Охотского, Берингова морей и примыкающих частей Тихого океана. В последние годы особенно возрос интерес к изучению рифтовых зон океанов. Комплексные геолого-геофизические наблюдения не только освещают глубинное строение рифтовых зон, но и имеют исключительное значение для понимания природы глубинных процессов в коре и верхней мантии. Советскими исследователями в рифтовых зонах Атлантического, Индийского и Тихого океанов проведены как детальные на полигонах, так и региональные геолого-геофизические исследования.

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В гравитационном поле, полученном по спутниковым данным, гребни срединно-океанических хребтов выражены неоднозначно. Так, северная часть Срединно-Атлантического хребта в районе Исландии и Азорских островов выделяется аномалиями силы тяжести в свободном воздухе выше $+30$ мГл (рис. 14, а, б). Приэкваториальные части Срединно-Атлантического хребта характеризуются отрицательными и слабopоложительными аномалиями. Африканско-Антарктический и Западно-Индийский срединные хребты выделяются положительными аномалиями. Аравийско-Индийский хребет, за исключением крайних северной и южной частей, располагается в области интенсивного планетарного понижения силы тяжести, протягивающегося от побережья восточной Африки к южной Австралии, с минимумами до -50 мГл в экваториальной части южнее п-ова Индостан. Центрально-Индийский и Австрало-Антарктический срединные хребты простираются вдоль зоны повышенных горизонтальных гра-

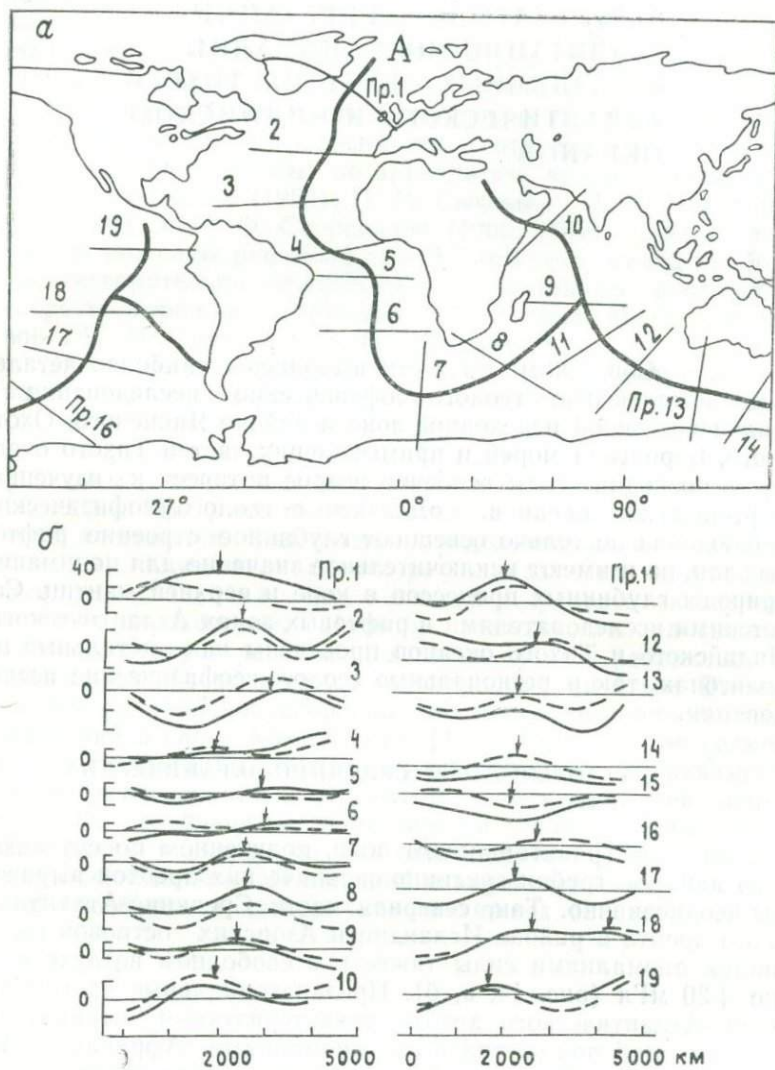


Рис. 14. Схема расположения профилей (а) и аномалии силы тяжести над срединно-океаническими хребтами вдоль профилей (б) (по К. Lambeck, 1972). Сплошная линия — аномалии относительно эллипсоида со сжатием $\alpha=1/299,8$, пунктирные — после исключения всех членов разложения до 8-й степени. Стрелки указывают гребни хребтов

диентов планетарных аномалий силы тяжести. Южно-Тихоокеанское поднятие характеризуется интенсивными отрицательными аномалиями. Восточно-Тихоокеанское поднятие пересекает области положительных и отрицательных планетарных аномалий. Почти все профили, за исключением профиля 15 и 16, показывают четкую относительно положительную аномалию над хребтом или очень близкую от гребня хребта. Длина волн этих аномалий, за исключением Исландской, не превышает 5000 км, т. е. определяется гармониками 8-й степени и выше.

Уже первые редкие маятниковые измерения силы тяжести над срединными океаническими хребтами показали, что если в аномалиях в свободном воздухе над этими структурами отмечаются региональные максимумы амплитудой в несколько десятков миллигал, то в аномалиях Буге наблюдаются региональные понижения на 100 мГл и более. Интерпретация аномалий Буге над Срединно-Атлантическим хребтом по методу подбора с опорой на сейсмические определения мощности земной коры в примыкающих к хребту котловинах показала, что при условии постоянства плотности земной коры ($\sigma_k = 2,8 \text{ г/см}^3$) и мантии ($\sigma_m = 3,3 \text{ г/см}^3$) подошва земной коры под хребтом погружается до 16—18 км, под котловинами до 10 км [62, 125]. Расчеты, проведенные для срединных хребтов Индийского океана, также показали увеличение мощности земной коры под хребтами до 15—20 км для удовлетворительного согласования наблюдаемых и вычисленных аномалий силы тяжести [61, 63]. Применение автоматизированных набортных гравиметров для исследования аномалий силы тяжести срединно-океанических хребтов позволило выделить на фоне региональной аномалии Буге протяженностью 1500—2000 км локальные аномалии с размерами в первые десятки километров, а также уточнить горизонтальные градиенты и амплитуды аномалий. Сейсмические исследования методом преломленных волн, проведенные в районе срединно-океанических хребтов, не подтвердили увеличение мощности земной коры под гребнем хребтов, полученное по результатам интерпретации гравиметрических данных [35, 77, 161, 162, 201, 240 и др.]. Детальные сейсмические исследования, проведенные около рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (45° с. ш., 28° з. д.), выявили границу Мохоровичича ($V_p = 7,9 \text{ км/с}$) на глубине 7,5 км от уровня океана. Земная кора состоит из двух слоев: первый слой с $V_p = 3,5—5,4 \text{ км/с}$ (среднее $V_p = 4,58 \text{ км/с}$) мощностью 1,64 км, а второй слой с $V_p = 6,6 \text{ км/с}$, мощностью 3,38 км. Обнаружена анизотропия скоростей продольных волн в верхней мантии, достигающая величины 0,5 км/с. Азимут профилей с максимальной скоростью продольных волн в верхней мантии равен 80°. Таким образом, мощность земной коры в

исследованной части рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта уменьшается до 5 км по сравнению со средней мощностью земной коры котловин Северной Атлантики около 7 км. Причем сокращение мощности земной коры в рифтовой зоне происходит за счет сокращения мощности как первого, так и второго слоев. Сейсмические исследования методом преломленных волн, проведенные вдоль рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на 37° с. ш., обнаружили слой с $V_p=2,8$ км/с и мощностью 1 км, которая подстилается породами с $V_p=6,37$ км/с мощностью 4,78 км. Граница Мохоровичича с $V_p=8,16$ км/с обнаружена на глубине 8,97 км. В этой части Срединно-Атлантического хребта мощность земной коры также оказывается сокращенной до 5,78 км по сравнению со средней мощностью земной коры котловин Северной Атлантики. В Срединно-Атлантическом хребте в районе 32° с. ш. по сейсмическим данным выделяется тонкий слой рыхлых осадков, заполняющих в основном пониженные участки между грядками хребта. Под рыхлыми осадками выделен второй слой со скоростями продольных волн $V_p=3,4-5,8$ км/с, который подстилается третьим слоем с $V_p=6,5-7,1$ км/с. По мере приближения к осевой зоне хребта мощность второго слоя несколько увеличивается, однако это компенсируется соответствующим уменьшением мощности третьего слоя, а под осевой зоной даже разрывом и выклиниванием этого слоя, и поэтому общая мощность земной коры под осевой зоной хребта не увеличивается. Скорость продольных волн у подошвы земной коры к осевой части хребта изменяется от 7,3 до 8,2 км/с. Сейсмические исследования по методу преломленных волн в области Срединно-Атлантического хребта с помощью сейсмографов, установленных на дне вдоль оси рифтовых долин и на профилях, расположенных к востоку и западу от рифтовой долины вкрест простирания хребта, выявили в земной коре рифтовой долины один слой с $V_p=4,91$ км/с, а под примыкающими к долине гребнями хребта под этим слоем выделен еще слой с $V_p=6,64$ км/с. Скорость продольных волн в мантии во всех случаях равна 7,26 км/с. По данным сейсмических исследований методом преломленных волн в районе подводного хребта Рейкьянес южнее Исландии выделены три слоя в земной коре. Первый слой, рыхлые осадки, заполняет локальные понижения дна на склоне хребта, практически отсутствует (в пределах точности сейсмических данных) на гребне хребта. Второй слой с $V_p=2,36-4,70$ км/с с переменной мощностью 1,5—3,0 км. Третий слой с $V_p=5,38-7,31$ км/с мощностью около 2,5 км. Подошва земной коры с $V_p=7,4-7,60$ км/с выделена на глубине около 4,5—6,0 км. Весьма примечательной особенностью разреза земной коры является разрыв слоя с $V_p=5,38-7,31$ км/с при приближении его к оси хребта и за-

мещение этого слоя вторым слоем с $V_p=4,42-4,67$ км/с. При этом непосредственно под гребневой частью хребта возможно выделение еще одного слоя с $V_p=2,36-3,71$ км/с, подстилаемого слоем с $V_p=4,42-4,67$ км/с. Мощность земной коры под гребнем хребта уменьшается до 3,5 км по сравнению с 4,5 км под склонами хребта [255]. Интересные данные о строении земной коры и верхней мантии рифтовых зон Срединно-Атлантического хребта получены советскими экспедициями, выполнявшими сейсмические исследования на полигонах в рифтовых зонах с применением автономных донных и плавучих сейсмических станций [218]. Так, на полигоне № 4 в районе поперечного разлома Атлантис в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта в разрезе земной коры непосредственно на дно океана выходит слой $V_p=5,0$ км/с. На глубине 4,3 км под поверхностью океана выделен слой с $V_p=7,0$ км/с. На профиль вдоль поперечного разлома непосредственно под дном океана выделяется слой с $V_p=5,0$ км/с мощностью 1—4 км. На глубине около 7 км под уровнем океана выделен второй слой с $V_p=7,0-7,2$ км/с и на глубинах 10—15 км выявлена граница с $V_p=9,0$ км/с. На полигоне № 2 в районе разлома Курчатова ($\varphi=40^\circ 00'$ с. ш., $\lambda=29^\circ 00'$ з. д.) на профиле вдоль рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта практически на дне выходят породы с $V_p=5,5$ км/с. Породы с $V_p=7,1$ км/с залегают на глубине 4,4—4,5 км под дном долины.

Весьма ценные геофизические данные в экваториальной части рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта были получены советскими исследователями на НИС «Академик Вернадский». Комплекс исследований включал изучение рельефа дна, гравиметрические и гиромагнитные измерения, непрерывное глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП-МОВ), а также взятие проб с помощью геологических трубок и драг. Комплексной полигонной геофизической съемкой в районе разлома Вернадского (7° с. ш.) была открыта площадь свыше 300 000 км², для которой построены: карта рельефа дна, карта аномального гравитационного поля в редукциях в свободном воздухе и Буге ($\sigma=2,67$ г/см³) с учетом поправки за топографию дна, карта аномалий полного вектора магнитного поля в масштабе 1:1 000 000. Точность съемки на полигоне $\pm 5,5$ мГл (при внутренней сходимости показаний гравиметров 1—2 мГл) позволила провести изолинии на карте с сечением 15 мГл [22].

В пределах полигона рифтовая зона характеризуется в региональном плане пониженными значениями аномалий Буге (+180—250 мГл) по сравнению с +300—350 мГл в прилегающих котловинах (рис. 15). По характеру аномального гравитационного поля исследованная акватория разделяется на три участка. Северо-западный и юго-восточный участки

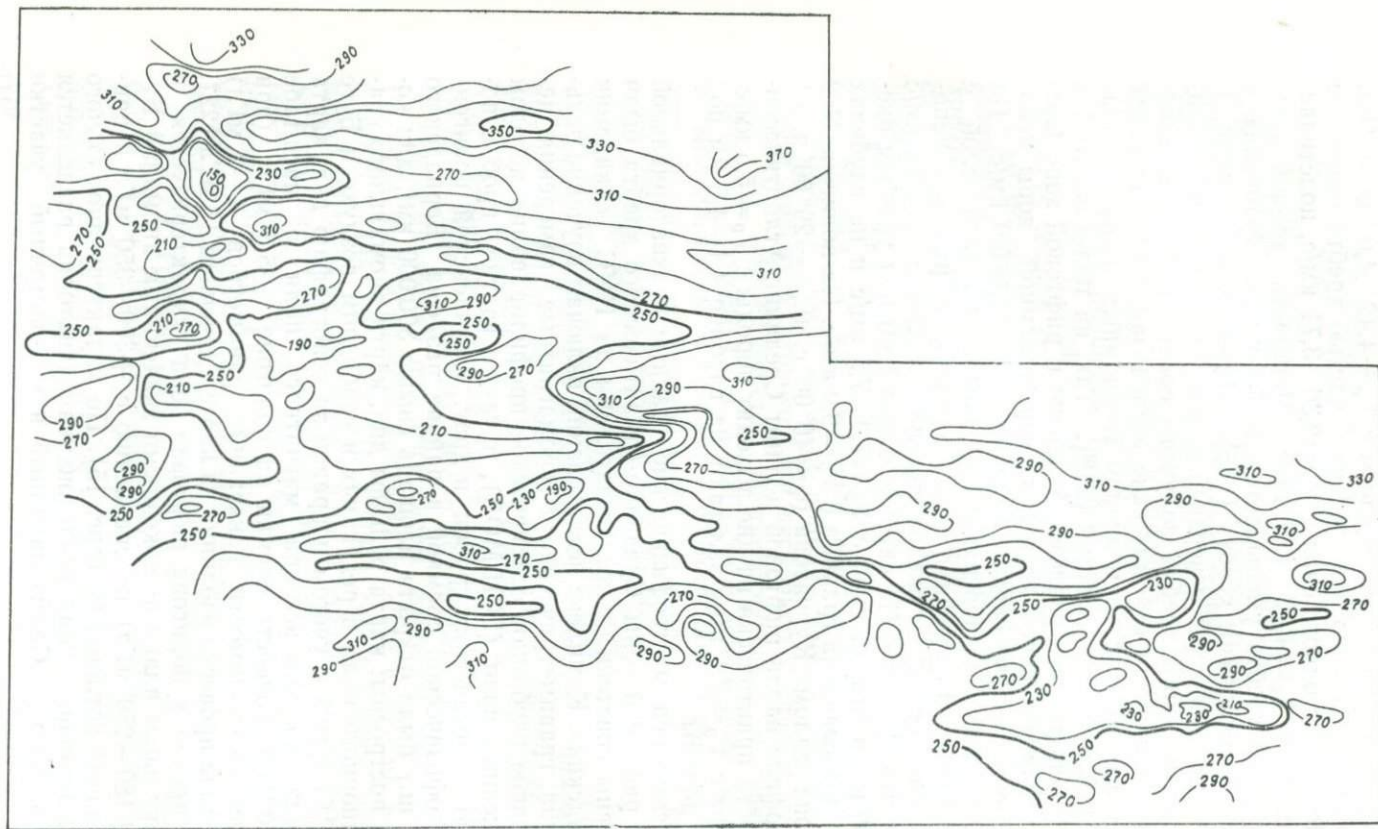


Рис. 15. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге ($\sigma=2,67 \text{ г/см}^3$) в экваториальной зоне Атлантики (по В. Г. Буданову и др., 1977)

имеют преимущественно изометричный характер аномалий в свободном воздухе с амплитудами от -30 до ± 45 мГл и аномалий Буге от $+140$ до $+320$ мГл. Центральная часть полигона характеризуется вытянутыми в широтном направлении четко локализованными полосами аномалий в свободном воздухе от -50 до $+60$ мГл и Буге от $+180$ до $+320$ мГл.

В результате обработки данных ГСП-МОВ на ЭВМ были получены непрерывные разрезы земной коры до границы Мохоровичича (М), определены средние и пластовые скорости, мощности и глубины залегания основных границ, а также акустические жесткости пород σV [120]. На рис. 16 приведен разрез земной коры и верхней мантии по меридиональному профилю (36° з. д.), пересекающему широтную разломную зону Вернадского, построенный по данным ГСП-МОВ. Глубина моря вдоль рассматриваемого профиля изменяется от 2400 до 4860 м при средней глубине около 4500 м. Рельеф дна неровный, выделяются локальные поднятия и понижения. На поднятиях дно сложено плотными породами с акустической жесткостью $7-12$ кг/м² с, тогда как впадины заполнены рыхлыми осадками $\sigma V = 3,8-6,6$ кг/м² с. Регулярная запись отраженных волн составляет $4-5$ с, что соответствует глубине освещения разреза до 14 км. На разрезе по общему характеру сейсмической выраженности и значениям скоростей упругих волн удается выделить несколько слоев.

Первый слой — рыхлые осадки мощностью до 600 м, с пластовыми скоростями $1,72-2,05$ км/с, распространен только в понижениях рельефа дна. Отличается выдержанной внутренней слоистостью, спокойным залеганием. Некоторые особенности сейсмических записей позволяют предположить, что в составе слоя на ряде участков присутствуют также консолидированные осадочные породы, заполняющие эрозионно-тектонические понижения коренного ложа.

Второй слой является в общем неоднородной толщей с пластовыми скоростями, изменяющимися в верхней части разреза от $3,30$ до $4,36$ км/с, а в низах — от $5,4$ до $6,7$ км/с. Общая мощность $1,8-3,7$ км. Характерно, что максимальные мощности приурочены к выступам рельефа дна. Высокоскоростные пласты, которые могут соответствовать базальтам, чередуются с пачками относительно низкоскоростных пород, представленных, вероятно, осадочными образованиями. Слой осложнен дизъюнктивными нарушениями типа вертикальных уступов. Амплитуды нарушений различны — от первых сотен метров до 2 км.

Третий слой представлен толщей пород общей мощностью $4-6$ км, разбитых многочисленными внутренними разломами на отдельные блоки. На некоторых участках удается разделить третий слой на две части — верхнюю и нижнюю, которые отличаются значениями пластовых скоростей (соот-

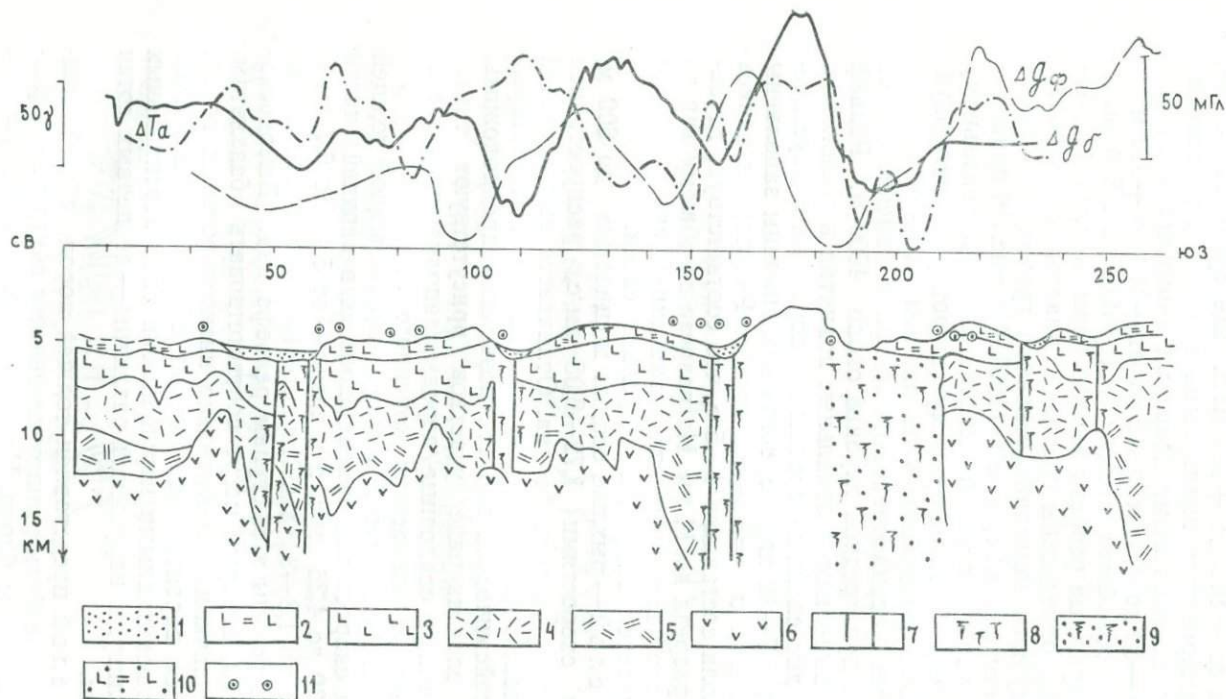


Рис. 16. Разрез земной коры по данным ГСП-МОВ в районе 7° с. ш. (Атлантический океан) (по В. Г. Буданову и др., 1977):
 1 — рыхлые осадки, $v_{пл} = 1,82 - 2,05$ км/с; 2 — 2-й слой, $v_{пл} = 3,50 - 4,35$; 3 — 2-й слой, $v_{пл} = 5,39 - 6,07$;
 4 — 3-й слой, $v_{пл} = 6,69 - 7,35$; 5 — 3-й слой, $v_{пл} = 7,35 - 7,62$; 6 — 4-й слой, $v_{пл} = 7,76 - 8,4(?)$; 7 — 10 —
 разломы, сопровождающиеся интрузиями различного состава и намагничивания; 11 — положения особых точек,
 определенные по магнитным аномалиям

ветственно 6,70—7,35 и 7,65 км/с). Поверхность Мохоровичича отмечается вступлением отчетливых отражений от четвертого горизонта, ниже которого залегают породы с $V_{пл}=7,7$ км/с. Средняя глубина поверхности Мохоровичича на профиле равна 11 км, изменяясь от 14,5 до 7,5 км, причем наблюдается увеличение мощности в зонах разломов, которым предшествуют крупные нарушения в виде ступенчатых взбросов границы М с амплитудой до 4,5 км.

Таким образом, все имеющиеся к настоящему времени сейсмические данные указывают на аномальное по сравнению с примыкающими котловинами строение земной коры и верхней мантии Срединно-Атлантического хребта. Так, если средняя глубина границы Мохоровичича в Атлантике составляет 12 км [221], то для Срединно-Атлантического хребта скорости продольных волн, характерные для мантии, зарегистрированы на глубинах 5,0—10,0 км. При этом преобладают несколько пониженные значения скоростей продольных волн в верхней мантии. На глубинах 10—15 км в районах поперечных разломов Срединно-Атлантического хребта выявлена граница с $V_p=9,0$ км/с, что обусловлено подъемом глубинного вещества верхней мантии.

Детальные работы методом ГСЗ, проведенные на полигонах Аравийско-Индийского, Западно-Индийского и Центрально-Индийского хребтов советскими исследователями, выявили характерное глубинное строение [35, 162]. В осевых рифтовых долинах на поверхность дна выходят породы с $V_p=5$ км/с, а в долинах склонов хребтов эти породы покрыты слоем небольшой мощности до 0,5 км сравнительно низкоскоростных пород. Мощность слоя со скоростью около 5 км/с изменяется от 3 до 4,5 км. Ниже залегают слои с $V_p=7,2—7,5$ км/с мощностью около 8 км. На глубине 16—18 км выявлена граница с $V_p=9$ км/с. Прилегающие к рифтовым долинам гребни в некоторых случаях имеют другую структуру. На одном из профилей Аравийско-Индийского хребта на примыкающем к рифтовой долине гребне зарегистрированы волны с $V_p=6,7$ км/с. Почти все профили ГСЗ зарубежных экспедиций находились вне рифтовых долин срединных хребтов Индийского океана. На склонах Западно-Индийского и Центрально-Индийского хребтов эти экспедиции зарегистрировали волны с $V_p=6,73—6,82$ км/с.

Сейсмические исследования зарубежных экспедиций в Восточно-Тихоокеанском поднятии и его северном продолжении в районе Калифорнийского залива и подводных хребтов Горда и Хуан-де-Фука так же выявили, что кора, подстилающая осевую зону поднятия, несколько тоньше, чем на склонах и примыкающих котловинах океана [178, 240]. Средняя мощность третьего океанического слоя в Тихом океане 4,2 км [219], а под осевой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия

всего 3,8 км. Суммарная мощность осадочного и второго слоев составляет в среднем около 2 км, а в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия осадки почти полностью отсутствуют. Суммарная мощность коры в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия сокращена до 4,5—2,0 км по сравнению с 6 км в области окружающих пространств океана. Средняя глубина границы Мохоровичича от уровня океана около 11 км. Поднятие кровли верхней мантии под узкой осевой зоной хребта сопровождается уменьшением скоростей сейсмических волн до 7,5 км/с по сравнению со скоростями около 8,0—8,5 км/с, характерными для мантии под нормальной океанической корой.

Таким образом, выполненные к настоящему времени сейсмические исследования в рифтовых зонах Мирового океана выявили аномальное строение земной коры и верхней мантии под рифтовыми зонами и гребнями срединно-океанических хребтов по сравнению с глубинным строением примыкающих глубоководных котловин. Эта аномальность выражается в следующих особенностях строения коры и верхней мантии: 1) отсутствие осадков в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов, в то время как в котловинах океанов наблюдается закономерное симметричное относительно оси хребтов увеличение мощности осадков по мере удаления от оси срединных хребтов; 2) уменьшение мощности земной коры до 3—5 км по сравнению с 6—8 км под котловинами; 3) преобладание пониженных до 7,2—7,5 км/с скоростей продольных волн у подошвы земной коры под срединными хребтами; на глубинах порядка 10—18 км выявлена граница с $V_p=9,0$ км/с.

С учетом результатов сейсмических и гравиметрических исследований в северной части Срединно-Атлантического хребта М. Гальвани, Ле Пишон и М. Юинг в 1965 г. предположили три возможные модели строения земной коры и верхней мантии Срединно-Атлантического хребта. Во всех трех моделях для удовлетворительного согласования наблюдаемого регионального минимума аномалий Буге над хребтом с сейсмическими данными о строении коры приходится предположить уменьшение плотности вещества верхней мантии под осевой зоной хребта с 3,4 до 3,05 г/см³ на глубинах до 30—40 км. При этом слой с пониженной плотностью верхней мантии должен присутствовать и под склонами срединного хребта на расстояниях до 1000 км от оси хребта, но, будучи перекрыт слоем нормальной мантии, не отмечен сейсмическими исследованиями. Совместная интерпретация сейсмических и гравиметрических данных в различных участках Срединно-Атлантического хребта, Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского хребтов, выполненная нами [64, 72, 79, 94, 220], показала, что для удовлетворительного согласования сейсмических данных о строении земной коры срединных хребтов с

гравитационными аномалиями необходимо предположение о разуплотнении вещества верхней мантии под срединным хребтом до $3,1 \text{ г/см}^3$ по сравнению с нормальной мантией океанических котловин плотностью $3,3 \text{ г/см}^3$ на глубинах до 30 км (рис. 17, 18, 19, 20). На двух профилях с непрерывными измерениями силы тяжести наборным гравиметром Граф-Аскания, пересекающими южную (рис. 21а) и северную (рис. 21б) части Аравийско-Индийского хребта, автором была выполнена количественная интерпретация с использованием билогарифмических палеток. Как видно на этих профилях, предгорья и склоны Аравийско-Индийского хребта характеризуются аномалиями в свободном воздухе Δg_n с амплитудой 10—20 мГл и поперечными размерами 20—40 км. При этом по рельефу дна и структуре поля западный и восточный склоны различаются между собой. В осевой части хребта над западным рифтовым гребнем расположен максимум аномалий $+40 \text{ мГл}$ с поперечным размером до 30 км. Восточному гребню, менее четко выраженному в рельефе, соответствуют небольшие отрицательные значения аномалий Δg_n . Эти гребни разделены центральной рифтовой долиной, с которой совпадает минимум аномалий Δg_n , с амплитудой до -60 мГл и поперечным размером до 35 км. На приведенных профилях четко проявляется прямая зависимость между изменениями глубин дна и аномалиями Δg_n . Поэтому, прежде чем приступить к интерпретации аномалий, были вычислены поправки за влияние топографии дна на наблюдаемые аномалии в свободном воздухе. При этом поправки за топографию определялись для слоя, ограниченного горизонтальной плоскостью на глубине 5000 м (глубина Сомалийской котловины) и поверхностью Аравийско-Индийского хребта. В этом случае разница относительно поправки за влияние промежуточной водной толщи с учетом топографии дна (поправка Буге) равна постоянной величине $2\pi f \sigma H$, где σ — плотность промежуточного слоя; $H=5000 \text{ м}$ и на результаты количественных расчетов не окажет влияния. Для обоснованного выбора плотности промежуточного слоя σ (средней плотности пород Аравийско-Индийского хребта от уровня 5000 м до вершины гребня) были использованы все имеющиеся сейсмические разрезы земной коры в пределах рифтовых структур Индийского океана. По кривой корреляционной связи между плотностью пород и скоростью распространения продольных волн Нейфа и Дрейка средневзвешенная плотность по 12 имеющимся сейсмическим профилям получилась $2,65 \text{ г/см}^3$. Если подобрать плотность при вычислении поправки за промежуточный слой равной средней плотности пород, слагающих отдельные гребни подводных хребтов, то в аномалиях Буге влияние этих форм рельефа не будет проявляться. Совместный анализ аномалий в свободном воздухе, рельефа и ано-

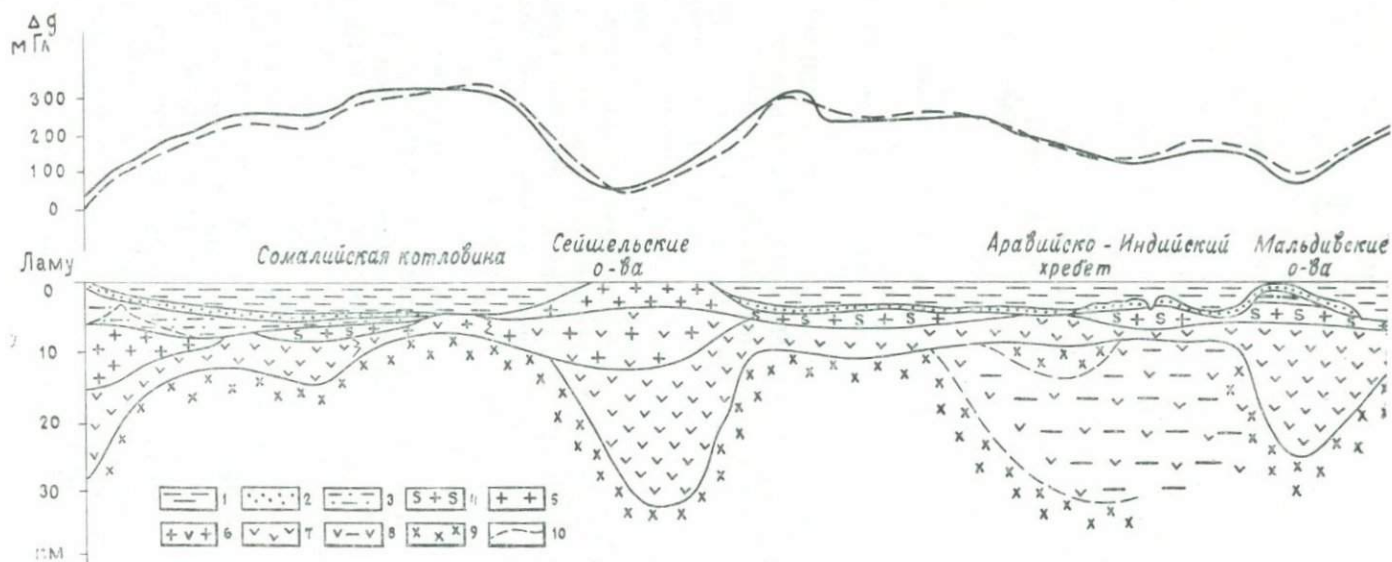


Рис. 17. Сводный разрез земной коры по профилю Африка — Сейшельские острова — Центральная котловина Индийского океана (по А. Г. Гайнанову, П. А. Строеву, 1967):

1 — слой воды; 2 — уплотненные осадочные отложения $v=1,8-3,2$ км/с, $\sigma=2,0-2,3$ г/см³; 3 — уплотненные осадочные отложения $v=3,3-4,8$ км/с, $\sigma=2,4-2,5$ г/см³; 4 — осадочно-вулканогенные отложения («надбазальтовый» слой) $v=4,2-5,8$ км/с; $\sigma=2,6$ г/см³; 5 — «гранитный» слой $v=4,7-5,9$ км/с, $\sigma=2,7$ г/см³; 6 — второй «гранитный» слой Сейшельских островов $v=6,3$ км/с, $\sigma=2,8$ г/см³; 7 — «базальтовый» слой $v=6,4-6,8$ км/с, $\sigma=2,9-3,0$ г/см³; 8 — серпентинизированные перidotиты аномальной верхней мантии $v=7,3-7,8$ км/с, $\sigma=3,1$ г/см³; 9 — верхняя мантия $v=8,0-8,3$ км/с, $\sigma=3,3$ г/см³; 10 — нижняя граница разуплотнения мантии. Сплошная линия Δg наблюдаемая; пунктирная линия — Δg вычисленная

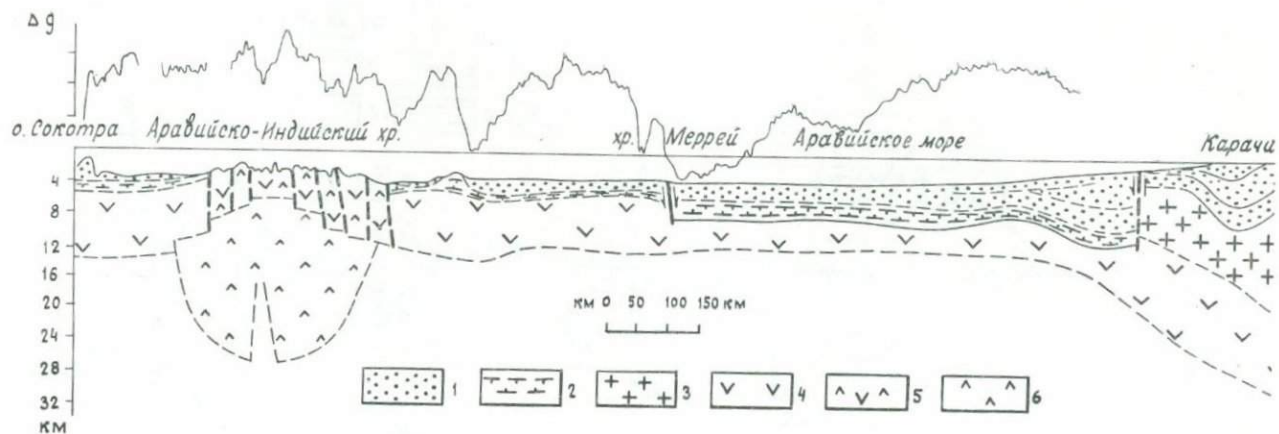


Рис. 18. Сводный разрез земной коры по профилю островов Сокотра — порт Карачи (по В. А. Гладуну и др., 1972):
 1 — осадочный покров неконсолидированный; 2 — консолидированные осадки и «второй» слой океанической коры; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — базальтовый слой; 5 — породы коры Срединно-Океанического хребта; 6 — породы верхней мантии разуплотненные

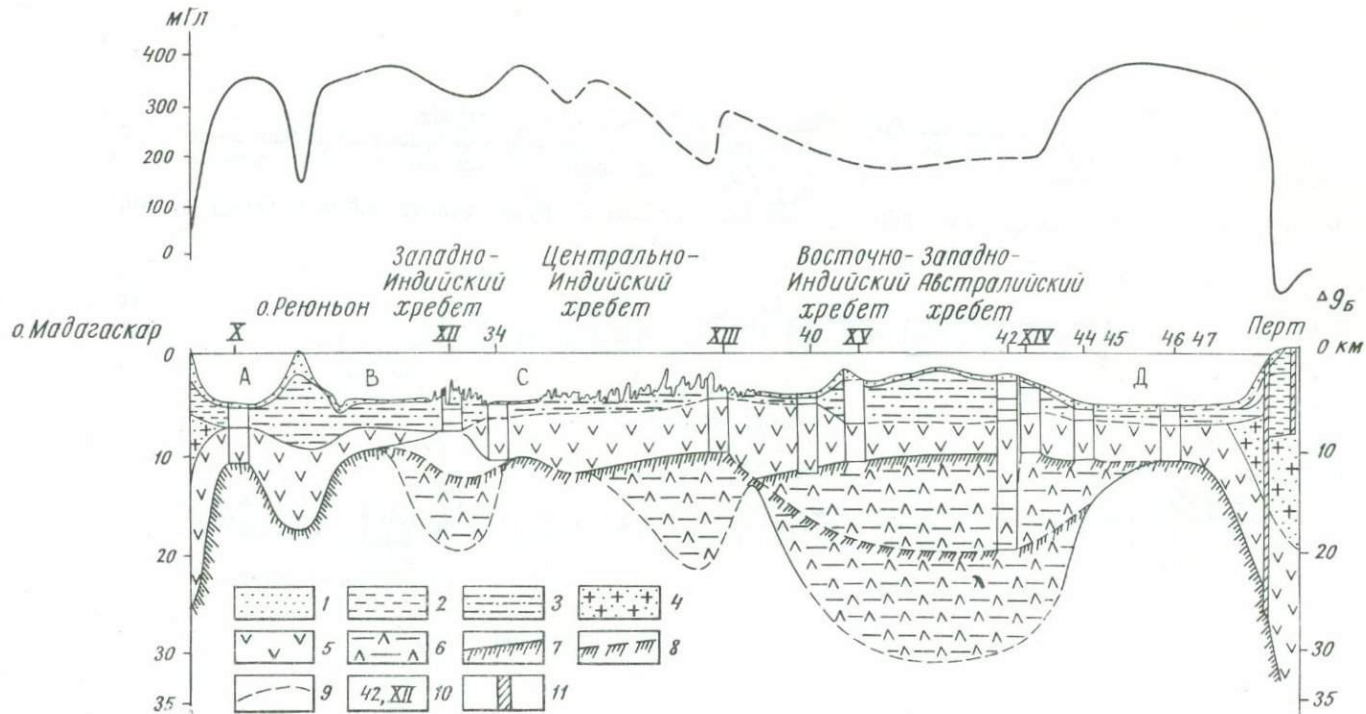


Рис. 19. Сводный разрез земной коры по профилю Мадагаскар — Австралия (по А. Г. Гайнанову и др., 1970):
 1 — рыхлые осадки; 2 — уплотненные осадки; 3 — надбазальтовый слой; 4 — гранитный слой; 5 — базальтовый слой,
 6 — породы аномальной мантии с пониженной плотностью; 7 — граница Мохоровичича; 8 — граница Мохоровичича под

хребтами (верхняя мантия с нормальной плотностью; 9 — нижняя граница мантии с пониженной плотностью; 10 — сейсмические пункты; 11 — разломы. А — Маскаренская котловина; В — Мадагаскарская котловина; С — котловина Крозе; Д — Западно-Австралийская котловина)

малый Буге с различной плотностью промежуточного слоя показал, что наиболее полно исключается влияние локальных форм рельефа в аномалиях Буге, вычисленных с плотностью промежуточного слоя $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$.

После введения в аномалии в свободном воздухе поправки за рельеф полученные на обоих профилях значения Δg были сглажены методом скользящего среднего, что позволило разделить поле на региональную и локальную составляющие. Расчеты параметров аномалеобразующих тел проводились с использованием билогарифмических палеток и корректировались методом подбора решением прямой задачи. Как показателю анализ полученных данных, региональный отрицательный минимум, наблюдаемый над хребтом, обусловлен линзой пород с пониженной плотностью (перепад плотности около $0,2 \text{ г/см}^3$). Амплитуда минимума составляет $60\text{--}70 \text{ мГл}$. Кровля пород с пониженной плотностью под гребнем хребта находится на глубинах $12\text{--}15 \text{ км}$, а подошва — на глубинах $26\text{--}28 \text{ км}$. Горизонтальная протяженность аномальной линзы не превышает 200 км . Если предположить плотность пород мантии в прилегающих к хребту котловинах равной $3,3 \text{ г/см}^3$, можно оценить плотность аномальной линзы под хребтом в $3,1\text{--}3,13 \text{ г/см}^3$. Таким образом, интерпретация аномалий силы тяжести в в редукции Буге методом подбора с использованием сейсмических данных о мощности и составе земной коры Аравийско-Индийского хребта и интерпретация аномалий силы тяжести с помощью билогарифмических палеток без опоры на сейсмические данные о мощности коры независимо и с хорошей сходимостью выявляют под Аравийско-Индийским хребтом на глубинах $12\text{--}28 \text{ км}$ от уровня океана непосредственно под корой аномальную мантию с пониженной плотностью на $0,2 \text{ г/см}^3$.

После исключения из наблюдаемых аномалий регионального отрицательного минимума выделяются локальные аномалии силы тяжести с амплитудой до $\pm 50 \text{ мГл}$ и поперечными размерами $20\text{--}30 \text{ км}$. На профиле (см. рис. 21 а) над предгорьями и склоном хребта интенсивность локальных аномалий не превышает 20 мГл и поперечные размеры 20 км . На втором профиле (см. рис. 21 б) изрезанность поля несколько выше, причем по мере приближения к оси хребта амплитуда аномалий увеличивается. Гребневая часть выражена максимумом локальных аномалий интенсивностью $+40\text{--}50 \text{ мГл}$ и поперечными размерами

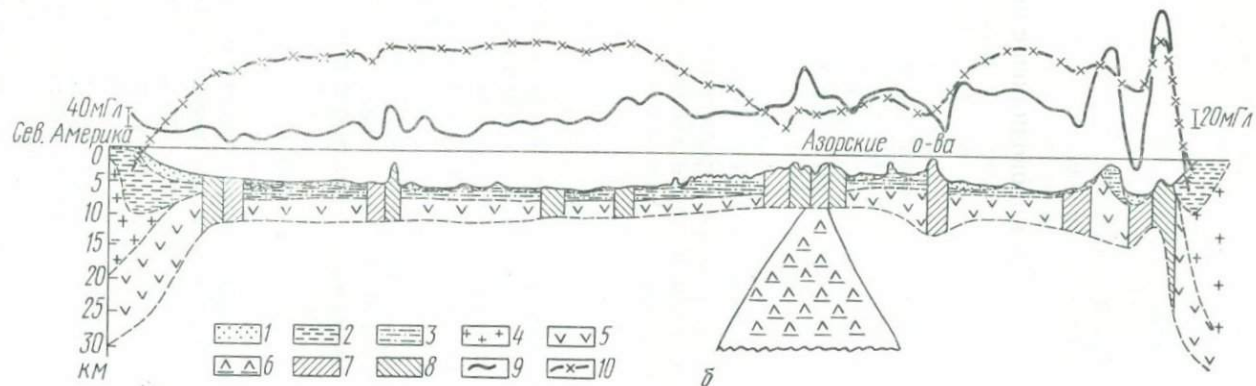


Рис. 20. Сводный разрез земной коры по профилю Дакар—Бостон (по А. Г. Гайнанову и др. 1972): 1—рыхлые осадки; 2—уплотненные осадки; 3—надбазальтовый слой; 4—гранитный слой; 5—базальтовый слой; 6—породы мантии с пониженной плотностью; 7—8—блоки коры с аномальной плотностью: $\sigma=2,5-2,65$ и $\sigma=2,7-2,85$ г/см³; 9—аномалии в свободном воздухе; 10—аномалии Буге

до 30 км. Интенсивные локальные аномалии силы тяжести различного знака, несомненно, указывают на горизонтальную плотностную неоднородность и свидетельствуют о блоковой структуре коры Аравийско-Индийского хребта. Изучение физических свойств образцов коренных пород, собранных со дна рифтовых зон Индийского океана, показало, что плотность коренных пород в рифтовых зонах меняется в широких пре-

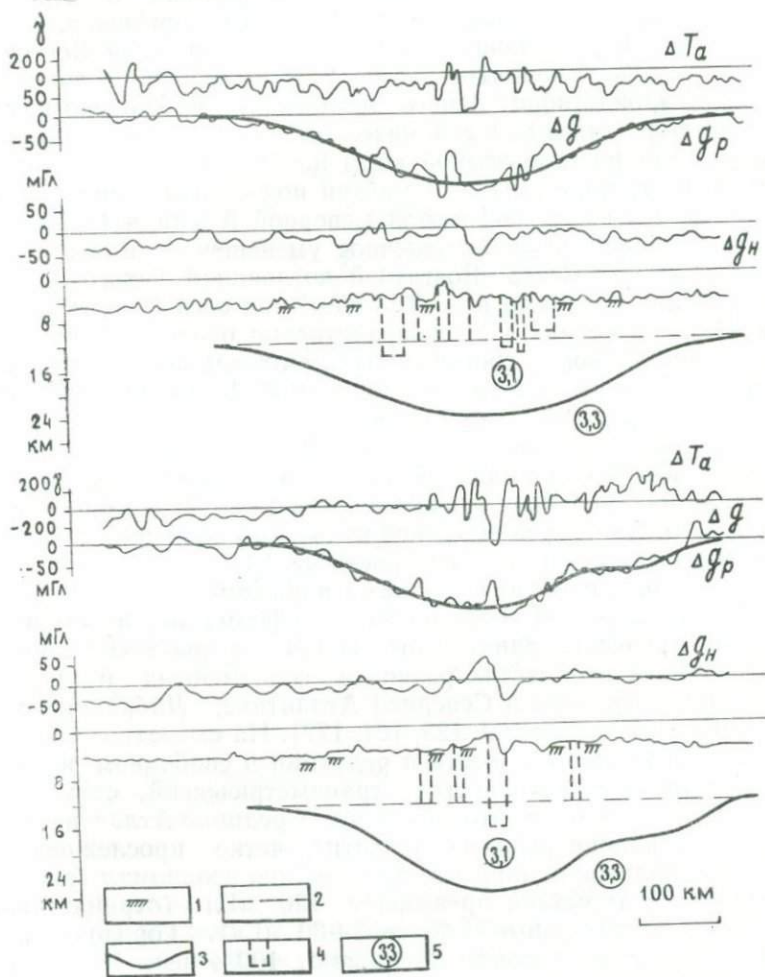


Рис. 21. Разрезы земной коры Аравийско-Индийского хребта (по А. А. Шрейдеру и др., 1972):
 1 — верхние кромки магнитовозмущающих масс; 2 — верхняя кромка регионального разуплотнения в мантии; 3 — нижняя кромка регионального разуплотнения в мантии; 4 — границы локальных плотностных неоднородностей; 5 — плотность, г/см³

делах. Оценки параметров тел, создающих локальные аномалии силы тяжести над Аравийско-Индийским хребтом, показывают, что верхние крошки этих тел практически совпадают с выходами коренных пород на поверхность дна, а нижние лежат на глубинах 10—15 км, т. е. непосредственно у границы мантии с пониженной плотностью.

Совместная интерпретация результатов детальных гравиметрических съемок с сейсмическими данными о строении земной коры, выполненная американскими геофизиками по профилям, пересекающим структуры продолжения Восточно-Тихоокеанского поднятия к северу от Калифорнии, показала, что для удовлетворительного согласования наблюдаемых аномалий силы тяжести с сейсмическими данными о мощности и скоростном разрезе земной коры необходимо предположить уменьшение пород верхней мантии под осевой зоной рифтового хребта вдоль побережья Северной Америки [229]. При этом предполагается постепенное уменьшение плотности от 3,30 г/см³ под Северо-Восточной котловиной Тихого океана до 3,27 под склонами и до 3,18 г/см³ под осевой частью хребта. Ширина осевой зоны разуплотнения около 500 км. Разрезы земной коры, составленные автором по сейсмическим данным и осредненным по площади 1×1° аномалиям силы тяжести через Восточно-Тихоокеанское поднятие и поднятие Альбатрос, также предполагают наличие разуплотнения под земной корой этих поднятий для удовлетворительного согласования наблюдаемых аномалий силы тяжести с сейсмическими данными о строении земной коры [76]. Максимальное разуплотнение с перепадом плотности на 0,1 г/см³ под осевой зоной и на 0,05 г/см³ под склонами поднятий.

Большой объем геофизической информации, в том числе гравиметрических данных, был получен в советских морских экспедициях в областях развития современных и древних рифтовых структур в Северной Атлантике, Лабрадорском и Норвежском морях [89, 123, 164, 172]. На схематической карте аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе, построенной по результатам гравиметрической съемки на полигоне № 4 в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Атлантис, четко прослеживаются меридиональное и широтное простиранья изоаномал (рис. 22). Амплитуда аномалий превышает 120 мГл (отрицательные —40, положительные — более +80 мГл). Горизонтальные градиенты силы тяжести превышают 100 этвеш. Максимальные горизонтальные градиенты наблюдаются в северо-восточной части полигона в районе поперечного разлома и правостороннего горизонтального смещения рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. Четко проявляется прямая зависимость аномалий в свободном воздухе от рельефа дна. Рифтовая зона глубиной 3000 м и более выделяется нулевы-

ми и слабоотрицательными аномалиями. Зона поперечного разлома с глубинами более 5000 м соответственно выделяется более пониженными аномалиями, достигающими отрицательных значений более -40 мГл. Гребни хребтов характеризуются повышенными положительными аномалиями ($+60$ — -80 мГл). Наиболее интенсивные положительные аномалии,

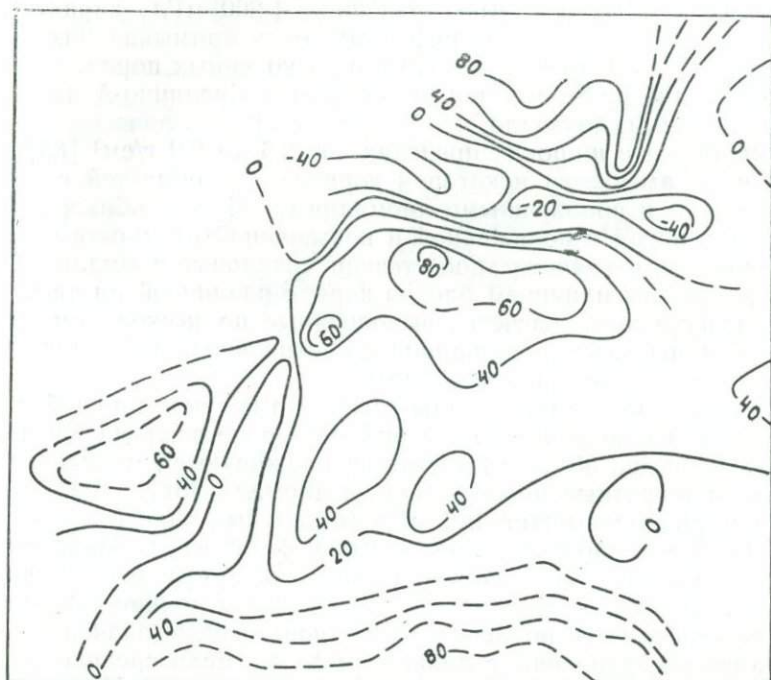


Рис. 22. Карта аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе на полигоне № 4 (по А. Г. Гайнанову, В. Л. Пантелееву, 1972)

превышающие $+80$ мГл, выявлены к северу и югу от широтной зоны разлома, где гребни хребтов достигают максимальной высоты (глубины менее 2000 м). Поправка за влияние промежуточного слоя вводилась с учетом топографии дна в трехмерном варианте [145, 146]. Средняя квадратическая погрешность вычисления поправки за топографию дна равна ± 2 — 3 мГл. Аномалии Буге, вычисленные таким способом, не будут зависеть от рельефа дна, если для замещающей водную толщу горной породы подобрано значение плотности,

равное средней плотности пород, слагающих данную форму рельефа дна, и если под дном моря нет компенсирующих неровности рельефа аномальных масс.

На схеме аномалий силы тяжести в редукции Буге с учетом рельефа дна в трехмерном варианте не наблюдается явной корреляции изомал с рельефом дна (рис. 23). Амплитуда аномалий достигает 100 мГл. Максимальные положительные аномалии Буге +300 мГл выявлены в юго-восточной части полигона. Минимальные значения +200 мГл характерны для отдельных участков рифтовых зон и примыкающих гребней хребтов. Определение плотности коренных пород, собранных со дна рифтовых зон на полигонах Срединно-Атлантического хребта, показало, что плотность кристаллических пород изменяется в широких пределах от 2,5 до 2,9 г/см³ [88]. В общем намечается некоторая корреляция областей с повышенными и пониженными аномалиями Буге с обнажениями на дне пород с пониженной и повышенной плотностями. По-видимому, в значительной степени локальные аномалии Буге обусловлены влиянием блоков коры с различной плотностью. Количественные расчеты, выполненные по нескольким профилям, пересекающим наиболее протяженные аномалии, подтверждают это предположение.

На схеме аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе на полигоне № 2 в рифтовой зоне разлома Курчатова (41° с. ш., 30° з. д.) также прослеживаются меридиональные и широтные простирания изомал [201]. Амплитуда аномалий превышает 100 мГл (отдельные значения — около —10 мГл, положительные — свыше +100 мГл). Максимальные положительные значения аномалий приурочены к западному гребню, отрицательные — к рифтовой долине. Характерная особенность полигона № 2 — повышенные значения аномалий по сравнению с полигоном № 4. Если средние значения аномалий в свободном воздухе на полигоне № 4 не превышают +30 мГл, то на полигоне № 2 они достигают 50 мГл. При переходе от полигона № 4 к полигону № 2 Срединно-Атлантического хребта по характеру наблюдаемых аномалий в свободном воздухе выделяются два участка (см. рис. 3). На южном участке профиля с резко расчлененным рельефом дна выявлены большие изменения аномалий с амплитудой до 120 мГл и горизонтальными градиентами, превышающими 20 этвеш. Такой характер изменения аномалий в свободном воздухе типичен для рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Изменения аномалий хорошо коррелируют с изменением рельефа дна. Некоторые из резких изменений аномалий с большими горизонтальными градиентами, возможно, приурочены к поперечным разломам. Северный участок профиля с относительно более сглаженными формами рельефа выделяется плавными и небольшими (с амплитудой до

20 мГл) изменениями аномалий в свободном воздухе, характерными для склонов срединных хребтов.

В 10-м рейсе НИС «Академик Курчатов» были выполнены региональные гравиметрические съемки сектора Атлантики между срединным хребтом Рейкьянес, Исландией и зоной разлома Ян-Майен, а также детальные гравиметрические съемки на полигонах [79]. Полученные гравиметрические данные были использованы для составления карт аномалий силы тяжести (нормальная международная формула 1930 г.) в редукциях в свободном воздухе (рис. 24) и Буге $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$

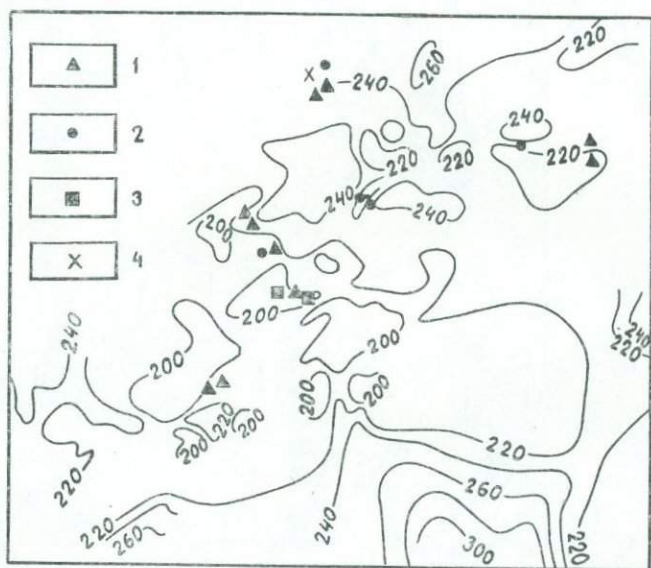
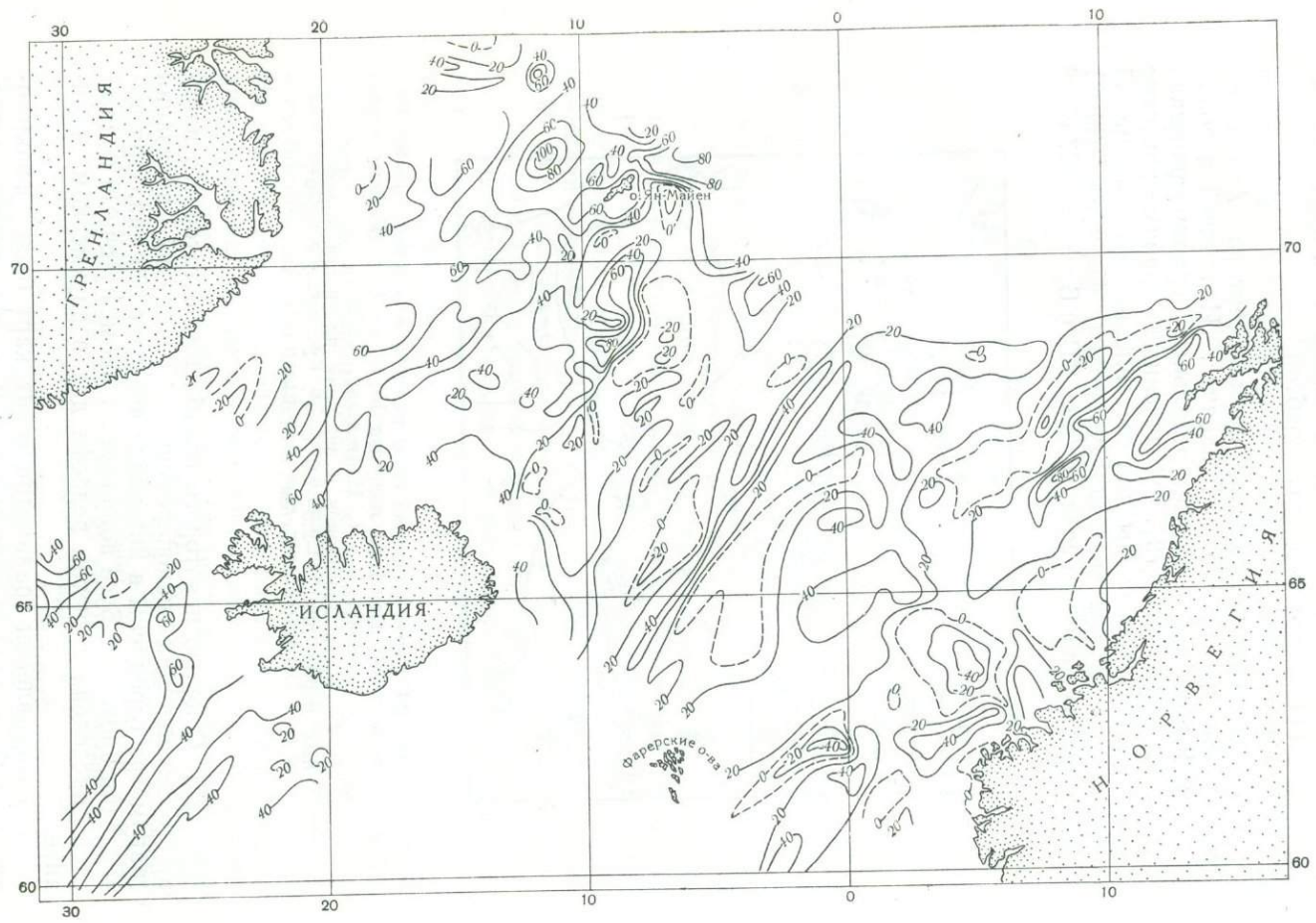


Рис. 23. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) на полигоне № 4 (по А. Г. Гайнанову, В. Л. Пантелееву, 1972):

1—4 — места драгировок и значения плотности коренных пород дна: 1—2,8—2,9 г/см^3 , 2—2,7—2,8 г/см^3 , 3—2,6—2,7 г/см^3 , 4—2,5—2,6 г/см^3

(рис. 25). С целью некоторого ослабления остаточного влияния возмущающих знакопеременных ускорений показания гравиметра осреднены в интервале времени 100 мин. При вычислении аномалий Буге поправка за промежуточный водный слой определена с учетом рельефа дна в двухмерном варианте.

При составлении гравиметрических карт были использованы опубликованные норвежскими и американскими исследова-



дователями карты аномалий силы тяжести для Норвежского моря, непосредственно примыкающие к области нашей съемки. Для хребта Рейкьянес при составлении карты аномалий в свободном воздухе использованы опубликованные американскими исследователями схемы аномалий в этой зоне [255]. Так как поправка за промежуточный водный слой при составлении карт аномалий Буге американскими гравиметристами вычислялась по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя, автором была оценена погрешность за счет неучета топографии дна в исследуемом районе. В областях резкого изменения рельефа дна (подводные хребты, рифтовые зоны) поправка за промежуточный водный слой, вычисленная по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя, приводит к погрешностям в аномалиях Буге до ± 30 мГл. Поэтому на таких участках необходимо учитывать поправку за влияние рельефа дна. В областях глубоких океанических котловин со слабо расчлененным рельефом погрешность за влияние топографии дна может достигать ± 10 мГл.

На карте аномалий в свободном воздухе (см. рис. 24) преобладают линейные изоаномалы северо-восточного простираения с амплитудой от -40 до $+60$ мГл и только над отдельными подводными горами и гребнями подводных хребтов аномалии возрастают до $+80-100$ мГл. Такой характер аномалий по-видимому обусловлен тремя основными причинами: 1) исследуемый район приблизительно изостатически компенсирован; 2) преобладающее простираение структур дна северо-восточное; 3) локальные аномалии в основном обусловлены рельефом, а в случае ровного дна преимущественно рельефом коренных пород, засыпанным рыхлыми осадками.

Более детальный анализ аномалий в свободном воздухе в сопоставлении с особенностями рельефа дна показывает, что срединные хребты Рейкьянес и Кольбейнсей характеризуются линейными параллельными простираению хребта аномалиями, достигающими максимальных значений $+60-80$ мГл над гребнем хребтов. Исландское плато характеризуется преимущественно изометрическими, мозаичными аномалиями с амплитудой $+20-40$ мГл. Ян-Майенский глыбовый хребет выделяется линейными аномалиями с максимальными амплитудами над гребнем $+60-80$ мГл. В Норвежской котловине интенсивность аномалий в свободном воздухе несколько ослабевает, преобладают линейные аномалии с амплитудой от -20 до $+40$ мГл. Интенсивно расчлененное аномальное поле выявлено на Норвежском шельфе и континентальном склоне. Аномалии здесь изменя-

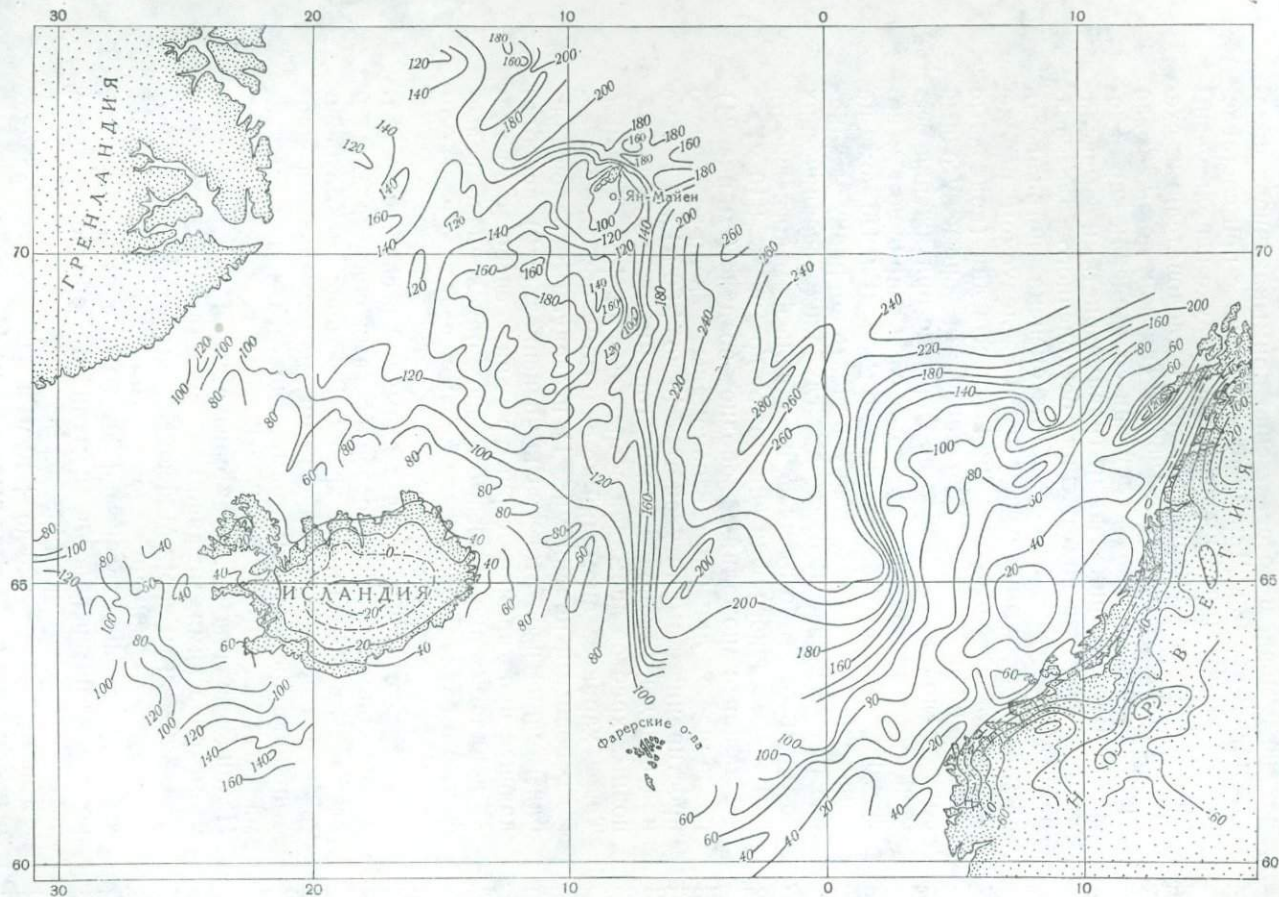


Рис. 25. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге ($\sigma=2,67 \text{ г/см}^3$) (по А. Г. Гайнанову и др., 1975)

ются от -40 до $+80$ мГл. Пояс отрицательных аномалий шириной $100-200$ км северо-восточного простирания протягивается от Фарерских островов до $64^{\circ}, 5'$ с. ш., где происходит раздвоение этого пояса, причем вторая ветвь поворачивает на север на Норвежское плато (Воринг плато), где снова изменяет простирание на северо-восточное. Между двумя поясами отрицательных аномалий резко выделяется полоса интенсивных до $+80$ мГл положительных аномалий, интерпретируемая как погруженный под осадками Лофонтенский хребет. Кроме отмеченного преобладающего северо-восточного и северного простирания изоаномал у острова Ян-Майен намечается изменение простирания аномалий на северо-западное. Далее к юго-востоку эта зона прослеживается до побережья Скандинавии. По-видимому, эта аномальная полоса обусловлена влиянием разломной зоны Ян-Майен, выделенной по результатам аэромагнитной съемки и подтвержденной гидромагнитной съемкой нашей экспедиции. Намечается изменение аномалий на северо-западное у Исландии и Исландско-Фарерского порога. Результаты детальных гравиметрических съемок набортными гравиметрами, выполненные зарубежными исследователями, также показали преобладание северо-западных простираний аномалий над Исландско-Фарерским порогом.

На схеме аномалий силы тяжести в редукции Буге (см. рис. 25), так же как на схеме аномалий в свободном воздухе, преобладают северо-восточные простирания, однако амплитуды изменения аномалий гораздо больше. Так, над центром Исландии аномалии Буге отрицательные до -35 мГл, а над Исландским плато положительные $+180$ мГл; над Скандинавией они убывают до -130 мГл, в то время как над Норвежской котловиной возрастают до $+280$ мГл. Над средними хребтами Рейкьянес и Кольбейнсей аномалии Буге уменьшаются до $+120$ мГл. Ян-Майенский глыбовый хребет выделяется пониженными аномалиями Буге до $+100-120$ мГл. В Норвежской котловине выявлены максимальные положительные аномалии Буге, достигающие $+280$ мГл. Область интенсивных положительных аномалий Буге в Норвежской котловине ограничена с запада и востока зоной больших горизонтальных градиентов, достигающих величин $10E$ и более. На Норвежском шельфе и плато Воринг наблюдается сложное аномальное поле с преобладанием пониженных аномалий Буге до $+20-40$ мГл.

На карте аномалий в свободном воздухе в районе Ян-Майенского разлома (рис. 26, а), составленной по результатам детальной съемки на полигоне, прослеживается северо-западное — юго-восточное простирание изоаномал, совпадающее с простиранием Ян-Майенского трансформного разлома. При этом, как уже неоднократно отмечалось, при полигон-

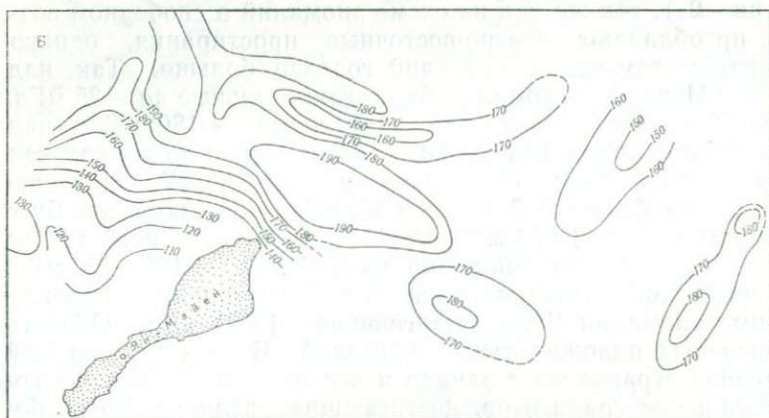
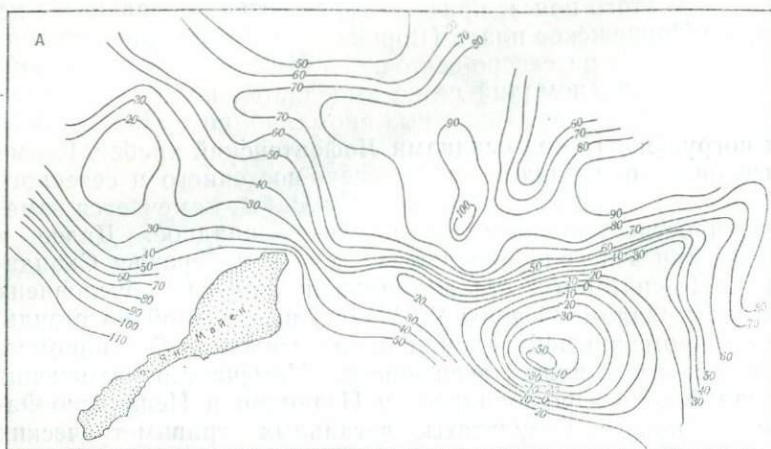


Рис. 26. Карты аномалий силы тяжести (полигон в районе Ян-Май-енского разлома) (по А. Г. Гайнанову и др., 1975): А — в редукции в свободном воздухе, Б — в редукции Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$)

ных съемках четко проявляется прямая зависимость аномалий в свободном воздухе от рельефа дна. Минимальные значения аномалий —50—20 мГл совпадают с максимальными глубинами дна в районе разломов, а максимальные значения (+90—100) характерны для юго-западного и северо-восточного бортов глубоководного желоба, приуроченного к Ян-Майенскому разлому.

На схеме аномалий Буге (рис. 26, б) вследствие учета поправки за рельеф дна в трехмерном варианте влияние рельефа почти полностью исключено, а амплитуда изменения аномалий уменьшилась со 100—150 мГл для аномалий в свободном воздухе до 30—80 мГл для аномалий Буге. На схеме аномалий Буге четко прослеживаются северо-западно—юго-восточное и юго-западно—северо-восточное простирания изоаномал, обусловленные, по-видимому, глубинными плотностными неоднородностями в земной коре. Количественные расчеты по отдельным профилям подтверждают это предположение.

В 15-м рейсе НИС «Академик Курчатов» была достигнута высокая точность гравиметрической съемки $\pm 2,7$ мГл за счет применения спутниковой навигации, усовершенствования гироплатформы и исключения «кросс-каплинг» эффекта [123]. Гравитационное поле в области хребта Кольбейнсей по данным 15-го рейса возмущено локальными аномалиями амплитудой 10—40 мГл, которые коррелируют с выступами фундамента, параллельными оси хребта. Над осью выявляется отрицательная аномалия в свободном воздухе, если развита рифтовая долина, или же положительная аномалия, если вершина хребта не расчленена. Несмотря на эти локальные возмущения обнаруживается в среднем тенденция к убыванию аномалий от +70 над осью до +40 мГл на расстоянии 20 км от оси хребта. В глубоководной котловине Норвежского моря выявлена цепочка подводных гор, ориентированная параллельно простиранию современного рифтового хребта Кольбейнсей в Гренландском море. Высказывалось предположение, что эта цепочка отмечает положение древнего рифта и что развитие котловины было тесно связано с этим рифтом. В 10-м рейсе НИС «Академик Курчатов» были выявлены в этой области линейные аномалии с амплитудой до 400 гамм. Над вершинами гор аномалии в свободном воздухе возрастают до 40 мГл. Посреди полосы, занятой подводными горами, расположена депрессия фундамента, почти полностью засыпанная осадками. С депрессией связана полоса отрицательных аномалий в свободном воздухе с амплитудой относительно регионального уровня свыше 50 мГл.

Количественные оценки источников гравитационных аномалий в сопоставлении с сейсмическими данными о строении

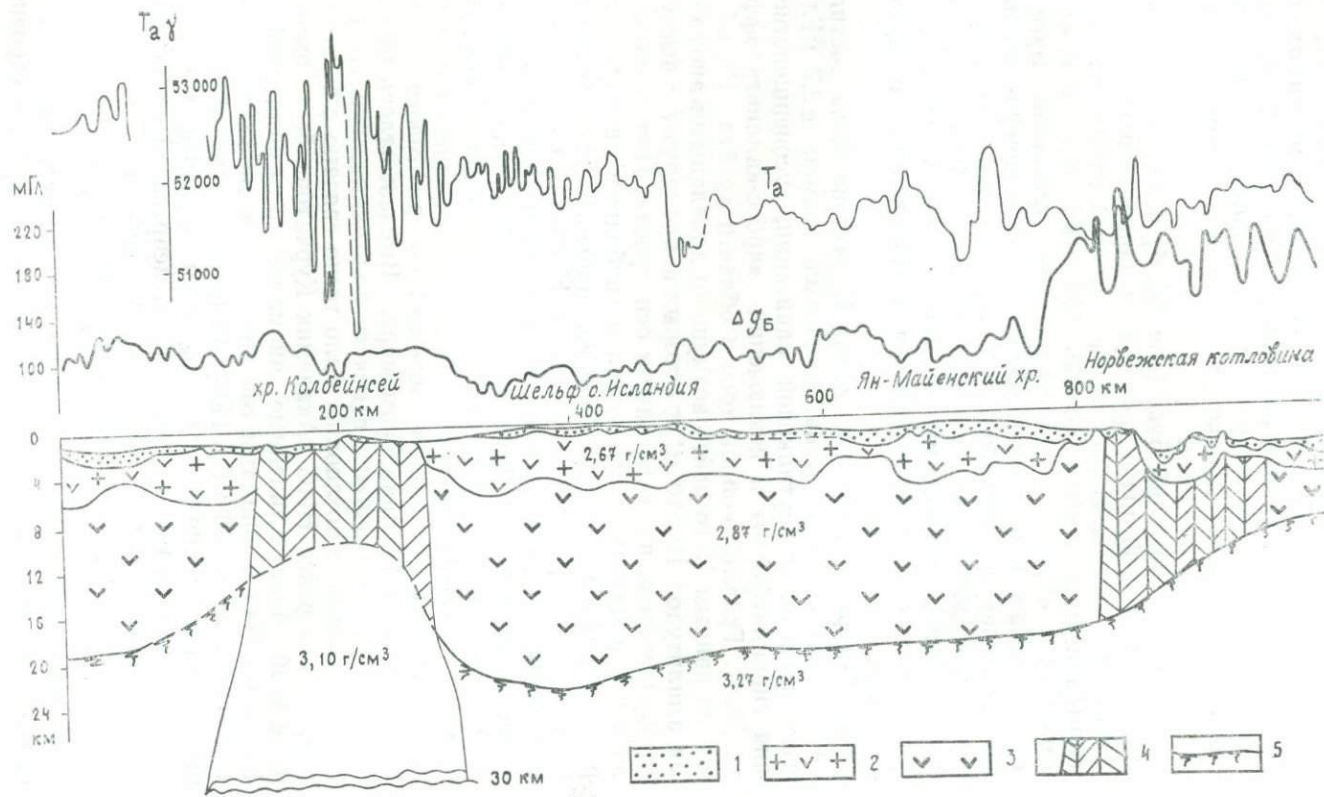


Рис. 27. Сводный разрез земной коры к северу от о. Исландия (по А. Г. Гайнанову и др., 1977):

1 — рыхлые осадки $\sigma = 2,2 \text{ г/см}^3$, 2 — нерасчлененный комплекс уплотненных осадков и кристаллических пород $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$, 3 — базальтовый слой $\sigma = 2,87 \text{ г/см}^3$, 4 — блоки земной коры рифтовых зон, 5 — граница Мохоровичича

земной коры в Исландии, Норвежском море, Исландско-Фарерском пороге показали: 1) локальные аномалии силы тяжести в редукции Буге в Исландии обусловлены проведением кровли слоя со скоростью продольных волн $6,35 \text{ км/с}$ [243]; 2) в районе Норвежского моря и Исландско-Фарерского порога локальные аномалии силы тяжести вызваны в основном погребенными под осадками желобами в коренных породах и латеральными изменениями плотности коренных пород дна.

Для определения корреляционной связи между глубиной поверхности Мохоровичича и аномалией Буге были использованы результаты сейсмических исследований по профилю Исландия — Фарерские острова — Шетландские острова, выполненные совместно советскими и зарубежными геофизиками в 1972 г. [108], а также сейсмические данные по Норвежскому морю и переходной зоне от Скандинавии к Норвежскому морю. На графике четко различаются корреляционные зависимости между глубиной поверхности Мохоровичича и аномалиями Буге для районов, примыкающих к Исландии, с одной стороны, и для Фареро-Исландского и восточного склона Норвежского моря — с другой. С использованием полученных корреляционных соотношений были построены разрезы земной коры, пересекающие основные морфоструктуры исследованной области. На рис. 27 приведен разрез земной коры и верхней мантии по профилю, проходящему через рифтовый хребет Кольбейнсей, Исландское плато, глыбовый Ян-Майенский хребет и Норвежскую котловину. Верхняя часть разреза (осадочные слои) построена по данным непрерывного сейсмического профилирования (НСП). Слои плотностью $2,67$ и $2,87 \text{ г/см}^3$ схематически выделены по методу подбора, опираясь на сейсмические разрезы земной коры в Норвежском море и Исландии. На профилях четко проявляется резкое увеличение мощности земной коры под Исландским плато по сравнению с мощностью земной коры Норвежского моря. Если мощность земной коры в Норвежской котловине не превышает $5-7 \text{ км}$, то под Исландским плато мощность земной коры увеличивается до 18 км , а с приближением к Исландии до $28-34 \text{ км}$. Под глыбовым подводным Ян-Майенским хребтом намечается некоторое увеличение мощности земной коры. Под рифтовым хреб-

том Кольбейнсей, выделяемым интенсивными симметричными магнитными аномалиями и некоторым понижением аномалий Буге, по аналогии с детально изученным рифтовым хребтом Рейкьянес схематически выделена зона с аномально пониженной плотностью верхней мантии до глубины в 30 км и уменьшением мощности земной коры. При нормальной плотности верхней мантии под хребтом Кольбейнсей мощность земной коры не превышает 18—20 км. Под западным склоном Норвежской котловины по магнитным и сейсмическим данным предполагается древний засыпанный осадками рифт. Однако разуплотнение в верхней мантии под этой зоной не выявляется или оно гораздо меньше, чем под современными срединно-океаническими хребтами.

Анализ геолого-геофизических данных позволяет предположить, что Исландское плато представляет крупный блок земной коры материкового типа, претерпевший сложную переработку в результате развития активного рифтового хребта Кольбейнсей и, возможно, древнего рифта на западном склоне Норвежского моря. При развитии и расширении рифтовых хребтов вследствие бокового давления и сжатия внутри единого блока возникали крупные деформации земной коры, приведшие к погружению всего этого блока при относительном поднятии отдельных частей (Исландия, Ян-Майенский хребет), образованию сложной системы линейных нарушений и смятию в ряде мест осадочного покрова.

Комплексная интерпретация гравитационных аномалий совместно с сейсмическими данными о мощности земной коры под современными активными рифтовыми срединно-океаническими хребтами показала невозможность удовлетворительного согласования сейсмических данных о мощности земной коры срединно-океанических хребтов с наблюдаемыми аномалиями силы тяжести без предположения об уменьшении плотности вещества верхней мантии под земной корой срединно-океанических хребтов. При этом мощность аномальной мантии в зависимости от предполагаемого уменьшения плотности на 0,15—0,25 г/см³ изменяется от 20 до 30 км. Однако на глубинах 35—40 км под срединно-океаническими хребтами детальные сейсмические исследования не обнаруживают границ между аномальной мантией с плотностью 3,10—3,25 г/см³ и нормальной мантией с плотностью 3,4 г/см³. На некоторых профилях по сейсмическим данным под рифтовыми зонами Срединно-Атлантического хребта на глубинах 7,5 км выявлена граница Мохоровичича с граничной скоростью продольных волн 7,9—8,2 км/с. В то же время по сейсмологическим данным зона пониженной скорости под Срединно-Атлантическим хребтом прослеживается до глубин около 250 км. С учетом этих данных можно построить модель строения земной коры и верхней мантии под Сре-

динно-Атлантическим хребтом, удовлетворяющую сейсмическим и гравиметрическим материалам [81]. Согласно этой модели непосредственно под корой срединного хребта плотность верхней мантии понижена по сравнению с плотностью нормальной мантии примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$ до глубин 25—30 км. Глубже разность плотности между аномальной и нормальной мантией уменьшается до $0,05 \text{ г/см}^3$ и на глубинах 150—200 км плотность, по-видимому, не изменяется в горизонтальном направлении (рис. 28).

Перспективными для дальнейшей разработки представляются модели земной коры и верхней мантии срединно-океанических хребтов, подводных гор, океанических котловин и переходных зон от океанов к континентам, построенные исходя из концепции тектонически литосферных плит. Не останавливаясь подробно на известных веских аргументах, проанализированных и обоснованных как зарубежными [238 и др.], так и советскими исследователями [104, 115, 183, 202] в пользу концепции тектоники плит, отметим основные факты, относящиеся к глубинному строению и аномальным естественным полям срединно-океанических хребтов. Распределение гипоцентров и разрывной характер напряжений в очагах землетрясений срединно-океанических хребтов убедительно свидетельствуют о господствующих здесь режимах растяжений и постоянно происходящих подвижках, направленных вкрест простирания хребтов и приводящих к разрывам вдоль простирания рифтовых долин. Повышенные тепловые потоки, приуроченные к осевым зонам срединно-океанических хребтов, свидетельствуют о подъеме под ними глубинного вещества. Аномальное магнитное поле и особенно данные бурения указывают на более молодой возраст дна океана вблизи рифтовых зон срединно-океанических хребтов [139]. Эти факты свидетельствуют о том, что в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходят процессы подъема глубинного вещества мантии, раскола литосферных плит и его раздвижения и образования в разломной зоне новой молодой коры и литосферы. Литосфера или внешняя кристаллическая часть оболочки Земли включает в себя кору и часть верхней мантии, расположенной над астеносферой. Литосфера отличается от астеносферы прежде всего физическими свойствами, особенно плотностью, вязкостью и скоростью распространения сейсмических волн. Физические свойства литосферы зависят от химического состава, температуры и давления на глубинах. Поэтому физические свойства литосферы изменяются как по вертикали, так и по латерали. Основной субгоризонтальной границей раздела, на которой значительно изменяются физические свойства литосферы, является граница Мохоровичича, отделяющая собственно земную кору от нижележащих слоев литосферы. Детальные сейсмические

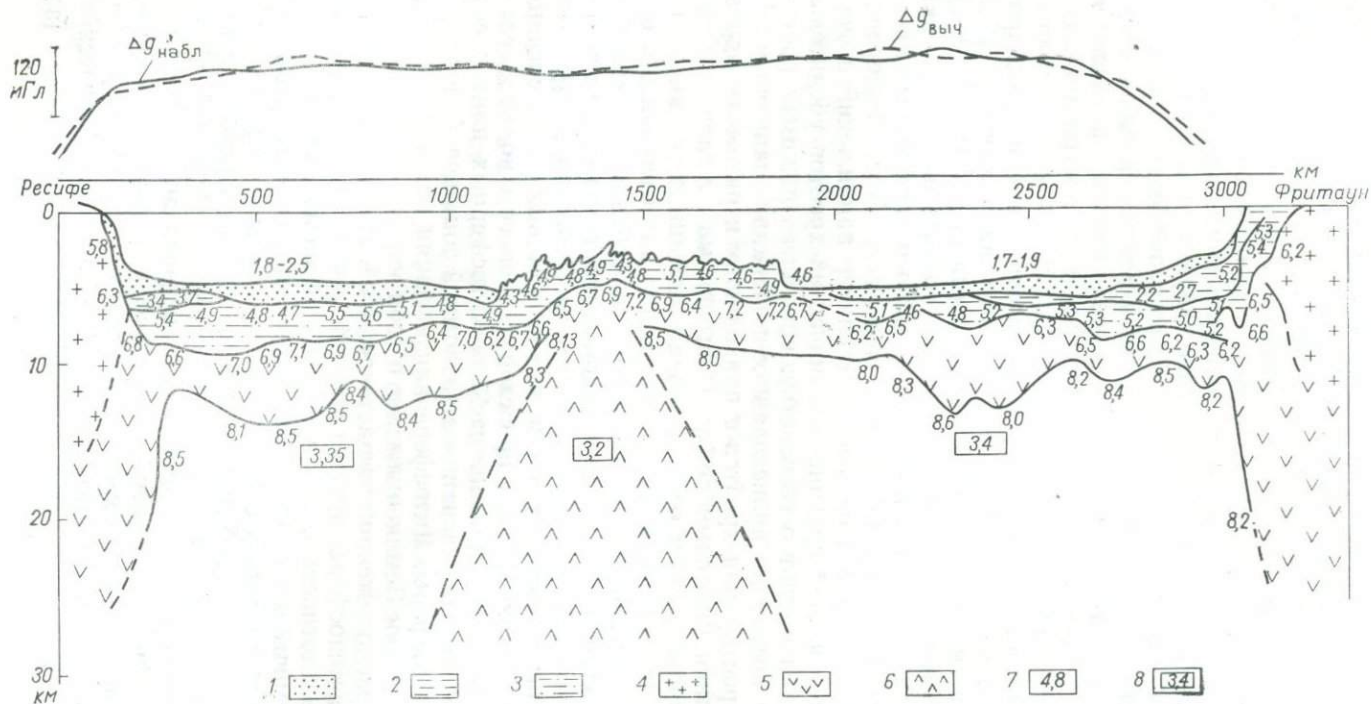


Рис. 28. Сводный разрез земной коры и верхней мантии по профилю Ресифи — Фритаун (по А. Г. Гайнанову и др., 1975). Условные обозначения 1—6 см. на рис. 19; 7 — скорости продольных волн, км/с ; 8 — плотность, г/см^3

исследования в различных областях Мирового океана доказывают существование субгоризонтальных границ в литосфере глубже границы Мохоровичича [161, 201]. По дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн Релея оценены средние мощности (около 80 км) литосферы под океанами [238]. Зона низких скоростей астеносферы характеризуется пониженной плотностью, поэтому изменение мощности более плотной по сравнению с астеносферой литосферы должно отражаться на аномальном гравитационном поле. Согласно гипотезе литосферных плит в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов литосфера образуется за счет охлаждения и полной кристаллизации вещества астеносферы. Поэтому ее мощность закономерно увеличивается по мере увеличения времени экспозиции данного участка литосферы на поверхности Земли, т. е. по мере удаления от рифтовых зон. В центре рифтовых долин мощность литосферы минимальна и астеносфера близко подходит к поверхности Земли. Мощность литосферных плит под срединно-океаническими хребтами и участками океанического дна возрастом до 80—100 млн. лет найдена из кельвиновского решения уравнения теплопроводности [183]. Принимая, что нижняя граница литосферы определяется положением изотермы T_s солидуса базальтов (T_s меняется с глубиной от 1100 до 1400°C), можно найти зависимость мощности литосферы от ее возраста $H = K\sqrt{t}$, где t — возраст литосферы, млн. лет; K — коэффициент пропорциональности. По оценкам различных авторов величина этого коэффициента изменяется от 6,0 до 9,4 км/млн. лет [183, 202].

Кристаллизация вещества астеносферы сопровождается возрастанием их плотности, поэтому породы литосферы всегда тяжелее вещества подстилающей ее астеносферы примерно на 0,05—0,1 г/см³. Инверсия плотности приводит к тому, что с увеличением мощности литосферы уровень ее поверхности понижается. Глубина дна океана при этом изменяется с увеличением возраста океанического дна $h = h_0 + q\sqrt{t}$, где h — глубина океана над склоном срединно-океанического хребта, км; $h_0 = 2,5$ км — глубина гребня хребта; $q = 0,35$ км/млн. лет^{1/2} — переводной коэффициент [86, 183]. В связи с уменьшением мощности литосферных плит по мере приближения к гребням срединно-океанических хребтов в том же направлении должен увеличиваться тепловой поток, пронизывающий эти структуры.

Гидратация (серпентинизация) пород мантии, поднявшихся в рифтовых зонах, и сепарация базальтовых жидкостей из верхних слоев астеносферы приводят к тому, что мощность образующейся здесь океанической коры слабо зависит от скорости раздвижения литосферных плит. Описанная модель образования литосферных плит и океанической коры в риф-

товых зонах срединно-океанических хребтов была использована для определения мощности литосферы под котловинами Атлантического, Индийского и Тихого океанов, примыкающими к рифтовому хребтам. На профилях (рис. 29) представлены осредненные в одноградусном интервале (по долготе) значения аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе, Буге (с учетом влияния топографии в радиусе 167 км) и изостатической (по схеме Эри при $T=30$ км). Мощность земной коры на разрезах представлена по сейсмическим данным. Средняя глубина границы Моховичича



Рис. 29. Сводные разрезы земной коры и литосферы Северной Атлантики по сейсмическим и гравиметрическим данным (по А. Г. Гайнанову, 1978)

от уровня океана по сейсмическим данным для котловин Атлантического океана составляет 12 км. В районах подводных хребтов, гор и поднятий выявляются локальные погружения границы Моховичича до глубин 20—25 км. Кровля астеносферного слоя под осевой частью Срединно-Атлантического хребта, судя по глубине очагов землетрясения в рифтовой зоне, расположена на глубинах 10—15 км под уровнем океана. Некоторые исследователи предполагают, что разность плотности на границе литосферы с астеносферой может достигать 0,10—0,12 г/см³ [183, 270]. Если принять, что разность плотности литосферы и астеносферы равна 0,1 г/см³, то увеличение аномалий Буге по направлению от гребня Срединно-Атлантического хребта к глубоководным котловинам с возрастом дна 80—100 млн. лет на 100—200 мГл будут соответствовать увеличению мощности литосферы на 25—50 км.

Возраст литосферы получен по данным бурения и интерпретации полосовых магнитных аномалий. Работами А. П. Таркова (1970) была показана возможность инверсии плотности для пиrolитовой модели верхней мантии под океаническими областями порядка $0,02-0,06 \text{ г/см}^3$. Под континентальными структурами уменьшение плотности в астеносфере достигает, вероятно, всего $0,01 \text{ г/см}^3$. Под древними стабильными платформами и щитами инверсия плотности в верхах мантии расчетами не подтверждена. Если предположить разность плотности между литосферой и астеносферой равной $0,05 \text{ г/см}^3$, то возрастание аномалий Буге от оси Срединно-Атлантического хребта к котловинам на $100-200 \text{ мГл}$ будет соответствовать увеличению мощности литосферы на $50-100 \text{ км}$. По дисперсии фазовых скоростей волн Релея Атлантический океан четко подразделяется на области котловин и Срединно-Атлантического хребта. Верхняя мантия под котловинами характеризуется наличием низкоскоростного (астеносферного) слоя с минимальным значением скорости поперечных волн $4,54 \text{ км/с}$ на глубинах $100-125 \text{ км}$. Скорость поперечных волн в литосфере равна $4,7 \text{ км/с}$. Под срединным хребтом скорость поперечных волн в верхней мантии на глубинах $20-200 \text{ км}$ значительно ниже, чем под котловинами [264]. Намечаются некоторые особенности в изменении мощности литосферы под западной и восточной частями Атлантического океана, вычисленной по аномалиям силы тяжести в редукции Буге, а также систематическое уменьшение мощности литосферы Атлантического океана (примерно на $20-30 \text{ км}$) к северу от Азорских островов. Выявляется систематическое увеличение мощности литосферы восточной Атлантики по сравнению с западной на $10-20 \text{ км}$. Однако восточно-западная асимметрия аномального гравитационного поля Атлантического океана может быть обусловлена и уменьшением средней мощности земной коры или несколько более повышенной плотностью вещества верхней мантии восточной части Атлантики по сравнению с западной. Примечательной особенностью осредненного в интервале 1° долготы аномального гравитационного поля во всех редукциях на исследованных профилях Северной Атлантики являются аномалии с поперечными размерами $90-160 \text{ км}$ и амплитудой $20-30 \text{ мГл}$, в общем симметричные относительно рифтовой зоны срединного хребта. Часто эти аномалии не коррелируют ни с изменениями формы рельефа дна, ни с изменениями мощности земной коры. Наиболее вероятной причиной таких аномалий, по-видимому, являются плотностные неоднородности коры и литосферы. Если предположить цикличность внедрения мантийных протрузий, т. е. цикличность в формировании океанической коры и литосферы [183, 202], то при средней скорости раздвигания каждой плиты Атлантического

океана около 1—2 см в год получается характерное время цикла внедрения одной протрузии порядка первых миллионов лет. За это время вещество мантии близ оси рифтовой зоны успеет раскристаллизоваться на глубину до 10 км в зависимости от исходного петрологического состава верхней мантии. Изменение с глубиной условий фракционной дифференциации вещества, которое происходит в течение каждого цикла, должно приводить к некоторому изменению состава дифференциатов, что влечет за собой вариации плотности коры и литосферы в латеральном направлении вкосте простирания Срединного хребта. Образовавшиеся в результате периодического внедрения мантийных протрузий близ рифтовой зоны локальные нарушения изостазии и плотностные неоднородности океанической литосферы постепенно релаксируют. Характерное время релаксации таких неоднородностей для чисто вязкого течения литосферы было бы меньше 1 млн. лет. Длительная прочность литосферы приводит к тому, что процесс плотностного выравнивания продолжается, экспоненциально затухая несколько десятков миллионов лет. Плотностное выравнивание приводит к вертикальным подвижкам, происходящим по разломам.

Дополнительные данные о горизонтальной неоднородности литосферы и астеносферы в Северной Атлантике получены на основании расчета термических моделей расширения дна на нескольких широтных разрезах от 22 до 61° с. ш. В результате этих исследований показано, что температурные условия в верхней мантии контролируют мощность океанической литосферы. Повышенные температуры в астеносфере приводят к образованию литосферы пониженной мощности. Общее уменьшение к северу глубин дна одновозрастных участков и амплитуд превышения рельефа Срединно-Атлантического хребта относительно примыкающих котловин может быть удовлетворительно объяснено увеличением температуры в недрах на глубинах около 65 км от 1035°C на широте 43° с. ш. до 1190°C на широте 61° с. ш. Соответственно увеличению температуры на 150°C мощность литосферы к северу уменьшается примерно на 20 км — от 85 км (43° с. ш.) до 65 км (61° с. ш.). Наилучшее соответствие наблюдаемого профиля рельефа дна с вычисленным получается при предположении, что вещество верхней мантии состоит из одной части базальта и трех частей дунита. Сопоставление результатов определения мощности литосферы по гравиметрическим данным с теоретическими модельными расчетами показывает хорошее качественное согласие. Удовлетворительное количественное согласование уменьшения мощности литосферы к северу от Азорских островов к Исландии по этим двум методам определения мощности литосферы получается при разности плотности между литосферой и астеносферой, близкой

к 0,05, а не 0,1 г/см³. Примечательно, что количественный анализ распределения подводных гор в восточной и западной частях Атлантического океана показал, что если в западной части Атлантики больше подводных гор с высотами 3—4 км, то в восточной несколько больше подводных гор с высотами 3—4 км. Общее число подводных гор больше в западной Атлантике [168]. Этот факт качественно также хорошо согласуется с меньшей мощностью литосферы и большей проницаемостью базальтовых расплавов через утоненную литосферу западной Атлантики. При увеличении мощности литосферы высоты подводных вулканов могут увеличиваться [97], поэтому для восточной Атлантики с увеличенной мощностью литосферы характерно преобладание подводных вулканических гор с максимальными высотами 3—4 км.

Оценка мощности литосферы по гравиметрическим данным была выполнена автором и для Тихого океана по профилям, пересекающим различные геоморфологические области океана (рис. 30). Гравитационные профили составлены по осредненным на одноградусных площадках аномалиям силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге ($\sigma = 2,67$ г/см³). Оценки изменения мощности литосферы были произведены по сглаженным аномалиям Буге. Интенсивные минимумы аномалий Буге над Гавайскими островами, подводными хребтами и островами обусловлены в основном увеличением мощности земной коры под этими поднятиями. Учет гравитационного влияния изменения мощности и состава земной коры, полученных сейсмическими исследованиями в этих районах, приводит наблюдаемые аномалии Буге в пределах точности осредненных значений к величинам сглаженных аномалий Буге в этих областях. По направлению от гребня поднятия Альбатрос к Гавайским островам сглаженная аномалия Буге увеличивается на 220 мГл. Если принять, что разность плотности между литосферой и астеносферой равна 0,1 г/см³, то такое изменение аномалий соответствует увеличению мощности литосферы на 53 км. Если предположить по глубине расположения основной группы очагов землетрясений в рифтовой зоне мощность литосферы примерно равной 10—15 км, то мощность литосферы в районе Гавайских островов возрастает до 65—70 км. Детальный анализ дисперсии фазовых скоростей Релеевских волн по трассам, пересекающим Тихий океан, показал систематическое увеличение мощности литосферы с возрастом дна океана. Наиболее тонкая литосфера мощностью в несколько километров выявлена в гребневой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта. Интенсивное нарастание мощности литосферы более чем на 50 км происходило за первые 30 млн. лет. В последующие 70 млн. лет мощность литосферы возросла только на 35 км, а мощность наиболее древней литосферы Тихого океана воз-

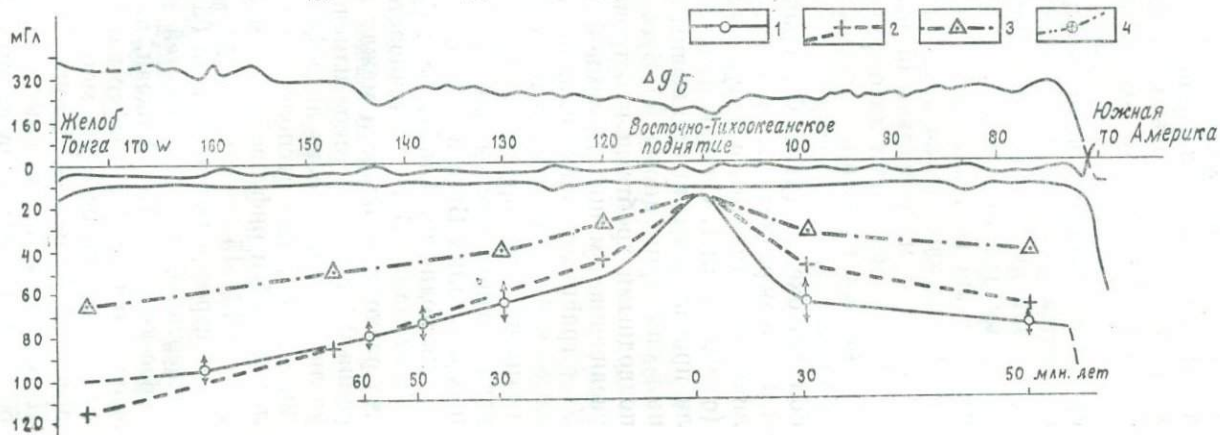
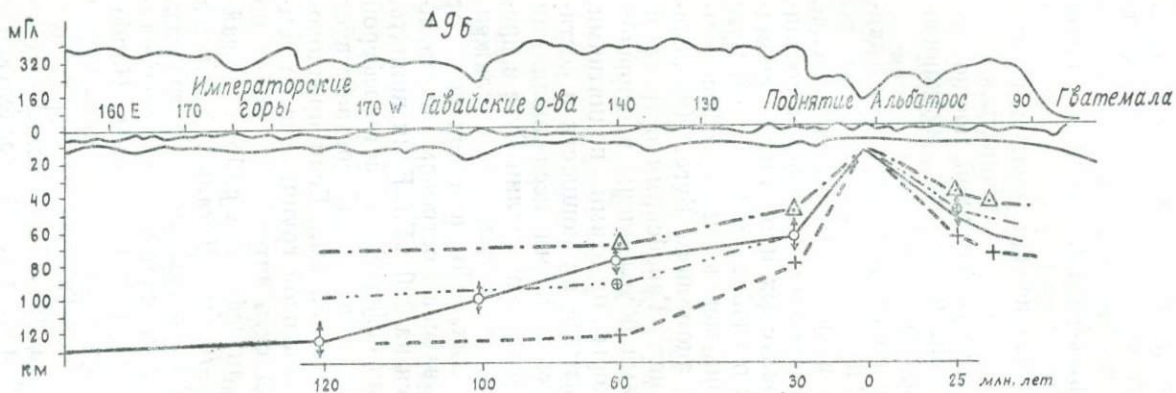


Рис. 30. Сводные разрезы земной коры и литосферы Тихого океана по сейсмическим и гравиметрическим данным (по А. Г. Гайтанову и др., 1979):

1 — глубина подошвы литосферы по сейсмологическим данным (стрелки показывают удвоенную средневзвешенную погрешность определения глубин подошвы); 2 — глубина подошвы литосферы по аномалиям Буге при $\Delta \sigma = 0,05$ г/см³; 3 — глубина подошвы литосферы по аномалиям Буге при $\Delta \sigma = 0,10$ г/см³; 4 — глубина подошвы литосферы по аномалиям Буге при $\Delta \sigma = 0,07$ г/см³. Шкала возраста литосферы по палеомагнитным данным в млн. лет

растом 150 млн. лет достигает 150 км [55, 237]. Наилучшее количественное согласование результатов определения изменения мощности литосферы по гравиметрическим и сейсмологическим данным по профилю Гватемала — поднятие Альбатрос — Гавайские острова — Императорские горы — Курильский желоб (см. рис. 30) получается при разности плотности литосферы и астеносферы 0,07 г/см³. При этом намечается систематическое уменьшение разности плотности литосферы и астеносферы от 0,07 г/см³ для литосферы возраста 0—80 млн. лет, до 0,05—0,06 г/см³ для литосферы возрастом свыше 80 млн. лет. Для профиля Южная Америка — желоб Тонга (см. рис. 30) наиболее удовлетворительное количественное согласование результатов определения изменения мощности литосферы по гравиметрическим и сейсмологическим данным получается при разности плотности литосферы и астеносферы 0,05 г/см³.

Расчеты мощности литосферы по гравиметрическим данным для северо-восточной части Тихого океана были выполнены Юошии (1973). Вычисления мощности литосферы выполнены по остаточным аномалиям силы тяжести

$$\Delta g_0 = \Delta g_c - 2\pi f \sum_i H_i (\sigma_i - \sigma_m),$$

где Δg_c — аномалия в свободном воздухе; H_i — мощность i -го слоя земной коры по сейсмическим данным; σ_i — плотность i -го слоя земной коры, определяемая по скорости продольных волн, используя график зависимости Нейфом и Дрейком; σ_m — плотность мантии, принята постоянной и равной 3,4 г/см³.

Суммирование производится по всему разрезу коры до уровня океана. Таким образом остаточные аномалии представляют собой видоизменение аномалий Буге с учетом изменения мощности земной коры. Для северо-восточной части Тихого океана, южнее Аляскинского залива, где проведены детальные магнитные съемки и сейсмические исследования земной коры, были проанализированы соотношения между возрастом дна, определяемого

по линейным магнитным аномалиям (от 0 до 10 млн. лет), и остаточными аномалиями силы тяжести, глубиной дна, глубиной границы Мохоровичича, мощностью коры и скоростью продольных волн. С увеличением возраста дна его глубина и интенсивность остаточных аномалий возрастают. Так как изменение мощности земной коры с возрастом дна очень незначительно, то увеличение глубины границы Мохоровичича обуславливается увеличением глубины дна. Мощность земной коры в областях с возрастом дна меньше 10 млн. лет заметно меньше нормальной мощности океанической коры. Этот факт можно объяснить тем, что формирование океанической коры может быть завершено за сравнительно короткий интервал времени, возможно менее 7 млн. лет. Это подтверждается также резким изменением скорости продольных сейсмических волн в областях дна старше 7 млн. лет. На основании этих факторов предполагается, что океаническая кора возрастом менее 7 млн. лет непосредственно контактирует с астеносферой и насыщается базальтовыми расплавами. Кора с возрастом более 7 млн. лет подстилается тонкой литосферой, которая препятствует поступлению базальтовых расплавов и утолщению коры. Увеличение мощности литосферы рассчитано по остаточным аномалиям силы тяжести в предположении постоянной разности плотности между литосферой и астеносферой, равной $0,1 \text{ г/см}^3$. В этом случае мощность литосферы возрастает от нуля в районе рифтовой зоны до 60 км под дном котловины возрастом до 80 млн. лет, т. е. глубина границы между литосферой и астеносферой погружается от 10 км в приосевых частях расширяющихся рифтовых хребтов до 70 км в интервале времени развития дна океана менее 100 млн. лет.

Таким образом, совместная интерпретация сейсмологических и гравиметрических данных позволяет выявлять неоднородность физических свойств литосферы. Анализ этих данных показывает некоторое уменьшение разности плотности литосферы и астеносферы от $0,1$ в северо-восточной части Тихого океана до $0,05 \text{ г/см}^3$ в южной части океана. Намечается также некоторое систематическое уменьшение разности плотности литосферы и астеносферы с увеличением возраста литосферы. Возможно некоторая часть региональных вариаций разности плотности литосферы и астеносферы обусловлена влиянием на наблюдаемые аномалии силы тяжести плотностных неоднородностей блоков мантии, расположенных под астеносферой. Однако анализ скоростей распространения короткопериодных поперечных волн в океанической литосфере также показывает увеличение скорости распространения этих волн от $4,58 \pm 0,02 \text{ км/с}$ для литосферы возрастом 0—50 млн. лет до $4,71 \pm 0,01 \text{ км/с}$ для литосферы старше 50 млн. лет. Вероятно, с увеличением возраста литосферы происходит не

только увеличение его мощности и плотности, но и некоторое увеличение плотности вещества астеносферы, что приводит к уменьшению разности плотности литосферы и астеносферы.

Расчеты мощности литосферы в районе разломной зоны Мендосино в восточной части Тихого океана выполнены французскими исследователями [249]. Используя результаты набортных гравиметрических измерений и сейсмические данные о мощности и составе земной коры, полученные по профилям, пересекающим трансформный разлом Мендосино, было показано, что хорошее совпадение наблюдаемых и вычисленных аномалий силы тяжести в свободном воздухе получается при изменении мощности литосферы от 75 км (к югу от разлома, где возраст литосферы около 30 млн. лет) до 12 км (к северу от разлома, где возраст литосферы около 0,3 млн. лет).

На кафедре геофизики геологического факультета МГУ были вычислены аномалии Δg в свободном воздухе над моделью трансформного разлома, разделяющего разновозрастные плиты [105]. Для определения глубины дна в зависимости от возраста океанической литосферы была использована полуэмпирическая зависимость глубины дна океана от возраста литосферы [238]. Расчеты выполнены для следующей плотностной модели: $\Delta \sigma_{в-л} = 1,8 \text{ г/см}^3$ — разность плотностей на границе вода — литосфера; $\Delta \sigma_{л-а} = 0,1-0,01 \text{ г/см}^3$ — разность плотностей на границе литосфера — астеносфера, выбиралась в предположении, что литосферные плиты находятся в изостатическом равновесии, т. е. $\Delta h_1 \Delta \sigma_{в-л} = \Delta h_2 \Delta \sigma_{л-а}$, где Δh_1 — разность глубин океанического дна на рассматриваемых разновозрастных плитах; Δh_2 — перепад мощностей литосферных плит. Расчеты показали, что чем больше разница мощностей литосферных плит, тем больше краевой гравитационный эффект над ними. Так, над разломами, разделяющими плиты, возраст которых отличается на 30 млн. лет, Δg изменяются до 35—40 мГл, несколько уменьшаясь при увеличении абсолютного возраста литосферных плит. Для плит, возраст которых отличается на 10 млн. лет, краевой гравитационный эффект уменьшается до 10—15 мГл. Однако наблюдаемое гравитационное поле в зоне трансформных разломов бывает осложнено особенностями форм рельефа дна, локальными неоднородностями земной коры и литосферы, а также эффектами, связанными с наличием раздвиговой и поддвиговой составляющих в зоне трансформного разлома. Исследования в районах трансформных разломов показали возможность существования астеносферных потоков вдоль расширяющихся осевых зон рифтовых хребтов. Блокирование верхней части этих потоков в зоне трансформных разломов литосферой с повышенной мощностью, возможно, является одной из причин образования цепочки вулканических гор и

хребтов вдоль трансформных разломов, а также резкого изменения мощности и состава слоев земной коры по обе стороны от трансформного разлома (см. рис. 17). Поэтому достаточно объективную и точную оценку мощности литосферы по краевому гравитационному эффекту в зоне трансформных разломов можно выполнить только при учете гравитационного влияния на наблюдаемые аномалии силы тяжести изменения мощности слоев земной коры, полученной по сейсмическим данным.

Оценка мощности литосферы по аномалиям силы тяжести в редукции Буге в северо-западной части Индийского океана показывает, что если предположить под рифтовой зоной Аравийско-Индийского хребта мощность литосферы, равной 10—15 км, то с удалением от осевой области хребта мощность литосферы увеличивается и под Сомалийской котловиной достигает 40 км при разности плотности между литосферой и астеносферой $\Delta\sigma=0,1$ г/см³, или 70 км при $\Delta\sigma=0,05$ г/см³. Таким образом наблюдаемые региональные минимумы аномалий силы тяжести в редукции Буге над срединными океаническими хребтами удовлетворительно можно объяснить увеличением мощности литосферы в процессе расширения дна океана от 10—15 км под рифтовой зоной срединного хребта до 60—80 км под котловинами океана с возрастом дна около 100 млн. лет.

Согласно концепции тектоники литосферных плит образование и раздвижение литосферных плит в рифтовых зонах компенсируется их сдавливанием, поддвиганием и погружением в верхнюю мантию под геосинклинальными областями в переходных зонах от материков к океанам.

ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ ОТ МАТЕРИКОВ К ОКЕАНАМ

По особенностям рельефа дна, глубинного строения коры и мантии, аномальным геофизическим полям переход от материков к океанам обычно подразделяют на два основных типа. Тип непосредственного контакта краевой (подводной) части континента и ложа океана назван Атлантическим или гомогенным. Тихоокеанский или гетерогенный тип перехода от материков к океану характеризуется максимальной расчлененностью земной поверхности. Здесь располагаются глубоководные впадины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба.

Наиболее обстоятельные гравиметрические исследования в комплексе с другими геолого-геофизическими исследованиями с целью выяснения глубинного строения земной коры были выполнены в переходной зоне от Азиатского материка к Тихому океану в Беринговом, Охотском и Японском морях. Для этих морей были составлены гравиметрические карты

различных масштабов в редукциях в свободном воздухе, Буге ($\sigma=2,67$ г/см³) и изостатических [34, 38, 70, 75, 92, 165, 185, 256] как по данным маятниковых, так и набортных гравиметрических наблюдений.

Аномалии силы тяжести Берингова, Охотского и Японского морей в редукции в свободном воздухе

Характерной особенностью региона является преобладание в его пределах положительных аномалий незначительной интенсивности.

На акватории Берингова моря величина аномалий заметно коррелирует с рельефом дна. Подводный хребет Ширшова, простирающийся от Олюторского полуострова в меридиональном направлении к Алеутской гряде характеризуется зоной несколько повышенных положительных аномалий. Подводный хребет Бауэрс также отмечается зоной вытянутых параллельно хребту повышенных аномалий. Западная (Командорская) и Алеутская котловины преимущественно отмечаются небольшими положительными аномалиями. К западу и востоку от южной оконечности Олюторского хребта положительные аномалии на расстоянии 20—30 км сменяются отрицательными, создавая горизонтальный градиент в 40—50 этвеш. Такие же интенсивные градиенты наблюдаются южнее полуострова Говена. Возможно, зоны положительных аномалий материкового склона отмечают продолжение береговых хребтов в виде погребенных структур, сnivelированных осадками. Отрицательные аномалии, вероятно, соответствуют областям прогибов, заполненных толщей осадков.

Командорские острова характеризуются интенсивными положительными аномалиями, а глубоководный желоб выделяется интенсивными отрицательными аномалиями. Аномалии над желобом сильно зависят от глубин дна и в основном отражают влияние рельефа. К югу от желоба, над краевым валом, аномалии резко возрастают и сохраняют в прилегающих частях Тихого океана небольшие положительные значения.

Охотское море в целом характеризуется весьма слабыми, в основном положительными, аномалиями. Лишь по окраинам моря встречаются зоны небольших отрицательных аномалий. В районе шельфового мелководья между Шантарскими островами, островом Ионы и северной частью Сахалина изоаномалы имеют изометрический характер. Положительные максимумы чередуются с областями относительных минимумов. К востоку от Сахалина в области континентального склона изоаномалы сгущаются, создавая значительный горизонтальный градиент силы тяжести.

Курильская островная дуга выделяется интенсивными положительными аномалиями. Наиболее повышенные аномалии выявлены в южной части малой Курильской гряды. Простирание изоаномал соответствует простиранию островной дуги. Значения аномалий резко возрастают со стороны Охотского моря при приближении к Курильским островам. Интенсивные положительные аномалии Курильской гряды в свою очередь чрезвычайно резко сменяются интенсивными отрицательными аномалиями в районе Курило-Камчатского желоба. Аномалии здесь сильно зависят от глубин дна и в основном отображают влияние рельефа дна желоба. У восточного борта желоба аномалии резко возрастают, у краевого вала образуют слабый положительный максимум, затем несколько уменьшаются и в прилегающих частях Тихого океана сохраняют положительные значения.

Японское море, так же как и Охотское, в целом характеризуется положительными аномалиями. Параллельно материковому склону выделяется узкая зона небольших отрицательных аномалий. При приближении к берегу они резко увеличиваются, горизонтальный градиент здесь достигает 15—20 этвеш. Подводная возвышенность Ямато отмечается повышенными положительными аномалиями [24]. Изоаномалы коррелируют с изобатами. Над северным хребтом возвышенности Ямато аномалии возрастают до +100 мГл, а над южным — до +80 мГл. Подводный хребет Мусаси-Монерон также характеризуется повышенными аномалиями. Понижения рельефа между отдельными возвышенностями выделяются некоторым уменьшением аномалий. Материковая отмель и шельф Татарского пролива характеризуются переменными небольшими положительными и небольшими отрицательными аномалиями. Интенсивные положительные аномалии выявлены на Японских островах, а интенсивные отрицательные — в Японском глубоководном желобе. Над краевым океаническим валом наблюдается слабый положительный максимум. В прилегающих частях Тихого океана аномалии сохраняют положительные значения.

Аномалии силы тяжести Берингова, Охотского и Японского морей в редукции Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$)

Общей чертой гравитационного поля в редукции Буге является увеличение его интенсивности по мере перехода от Азиатского континента к Тихому океану. При этом значения аномалий меняются от отрицательных, либо слабо положительных в материковой части региона до интенсивных положительных (более 400 мГл) в северо-западной части Тихого океана.

На общем фоне увеличения аномалий силы тяжести в

редукции Буге от континента к океану выделяются крупные по размерам аномалии, характеризующие те или иные тектонические регионы. Наряду с тем, что общий уровень аномалий Буге обратно пропорционален мощности земной коры, Сахалин, Камчатка, Курильские острова, Хоккайдо, находящиеся в пределах дальневосточных морей, по своей гравитационной характеристике значительно отличаются от прилегающих районов Азиатского материка. Если в Приморье и на северо-востоке материка положительные геологические структуры и рельеф отмечаются, как правило, отрицательными аномалиями Буге, то на Сахалине, Камчатке и других им соответствуют положительные аномалии, иногда довольно значительной интенсивности. Одной из причин такого отклонения может быть внедрение в земную кору в пределах этих структур, находящихся на более раннем этапе развития, крупных интрузивов, преимущественно основного состава. Для материковых же районов скорее можно ожидать поздний этап развития земной коры и внедрение в ее верхнюю часть гранитов.

Весьма резко меняющийся на сравнительно коротком расстоянии характер аномалий Буге наблюдается в пределах островных дуг и глубоководных желобов, для которых характерна в основном невысокая интенсивность положительных аномалий Буге по сравнению с аномалиями над океаническим ложем. В то же время к смежным с желобами краевым океаническим валам Зенкевича, Алеутскому и Идзу-Бонинскому приурочено повышение гравитационного поля в редукции Буге.

Широко распространены в рассматриваемом районе зоны повышенных градиентов аномалий Буге (более 4—5 мГл/км), гравитационные ступени, которые ограничивают основные структурные элементы. В пределах суши устанавливается, что крупные гравитационные ступени приурочены к разломам земной коры. По аналогии можно выделить в пределах акватории дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана ряд крупных разрывных нарушений, по которым произошли значительные по величине вертикальные перемещения земной коры. Наиболее крупные и протяженные разломы, выделяемые по гравитационным ступеням, приурочены к склонам глубоководных желобов и окраинам глубоководных впадин Японского, Охотского и Берингова морей.

Зависимость аномалий Буге от геологического строения региона отчетливо проявляется в совпадении геологических структур и гравитационных аномалий в пределах суши, что дает возможность использовать поле силы тяжести для изучения простираения и взаимоотношений геологических структур на акваториях, хотя более мелкий масштаб съемок в этом случае позволяет рассматривать только наиболее общие закономерности.

При анализе гравитационного поля акваторий с этой точки зрения в первую очередь обращают на себя внимание интенсивные положительные аномалии Буге изометричной или несколько вытянутой формы, которые связаны с глубоководными впадинами, и зоны линейных аномалий, соответствующих тектонически активным районам (островные дуги, глубоководные желоба, окраинные океанические валы). Представляется, что аномалии первого из упомянутых типов связаны со структурами, которые в тектоническом отношении относительно пассивны, о чем свидетельствует сравнительно спокойное пологое залегание осадочных толщ в их пределах. От окружающих более активных тектонических зон они отделяются разломами. Аномалии второго типа отличаются ярко выраженной линейностью и протягиваются часто на расстояние до 1000 км и более. Как правило, они состоят из чередования положительных и отрицательных либо относительно пониженных аномалий, отвечающих соответственно положительным и отрицательным структурам земной коры.

Переходя к рассмотрению простираний и взаимоотношений более локальных, но достаточно крупных гравитационных аномалий, следует выделить в первую очередь аномалии, соответствующие подводным хребтам и возвышенностям Ширшова, Бауэрса (Берингово море), Ямато (Японское море), Обручева и северной оконечности Гавайского хребта (северо-западная часть Тихого океана), к которым приурочены пониженные аномалии Буге, что свидетельствует об относительном увеличении мощности земной коры под ними.

В центральной части Охотского моря наблюдаются локальные аномалии широтного простирания, близкого к простиранию возвышенностей Океанологии и Академии наук СССР. В северной части моря простирания аномалий достаточно отчетливо подразделяются на широтные и меридиональные. Это обусловлено, вероятно, тем, что здесь на гравитационное поле оказывают влияние как более древние структуры, протягивающиеся с материка и имеющие меридиональное простирание, так и более молодые образования, ориентированные преимущественно в широтном и субширотном направлениях. К центральной части моря влияние древних структур, по-видимому, ослабевает и не находит отражения в аномалиях Буге. Особенностью распределения локальных аномалий южной части моря является их приуроченность к окраине глубоководной Южно-Охотской впадины (Курильской котловины) и простирание, перпендикулярное ее контуру. Эти закономерности, вероятно, связаны с мелкими структурными формами, затухающими в пределах самой впадины, и, как показывают ориентировочные расчеты, по глубинности не выходящими за пределы земной коры.

Аномалии силы тяжести Берингова, Охотского и Японского морей в изостатической редукции

Изостатическое редуцирование проводилось путем расчета гравитационного влияния схематизированной земной коры, погруженной в мантию, согласно закону Архимеда, аналогично айсбергу в воде [11, 70]. Для расчетов была принята модель со следующими параметрами:

1) плотность земной коры выше уровня моря $\sigma_k = 2,67 \text{ г/см}^3$;

2) плотность морской воды $\sigma_n = 1,03 \text{ г/см}^3$, откуда разность плотностей земной коры, расположенной между уровнем моря и поверхностью «свободной» мантии и воды, $\sigma_k - \sigma_n = 1,64 \text{ г/см}^3$;

3) разность плотностей земной коры, расположенной ниже поверхности «свободной» мантии и самой мантии, $\sigma_m - \sigma_k = 0,4 \text{ г/см}^3$;

4) глубина поверхности «свободной» мантии $T = 6,5 \text{ км}$, откуда при заданных плотностях мощность земной коры, соответствующая нулевому рельефу, равна 33 км.

Для глубоководных желобов глубиной более 6,5 км использована модель, близкая к схеме Пратта. В этом случае за компенсирующие массы принималась избыточная плотность мантии до глубин 30 км.

Естественно, что предложенная схема не учитывает ряда особенностей глубинного строения литосферы. Поэтому изостатические аномалии (при соблюдении условия равновесия на фиксированной глубине) могут быть обусловлены несоответствием принятой схемы литосферы и ее действительного строения, а именно: отличием реальных плотностей топографических и (или) компенсирующих масс от расчетных; отличием действительного уровня «свободной» мантии от расчетного. Оценки погрешностей на моделях свидетельствуют о том, что даже при условии изобарии в случае отличия реальной плотности топографических масс от расчетной на $0,2 \text{ г/см}^3$ ложные изостатические аномалии могут превышать 50 мГл. Экстремальных значений эти аномалии достигают при радиусе аномальной зоны 15—30 км для континентальных участков и 10—13 км для океанических участков.

Несколько меньшей, но при определенных условиях все же значительной, может быть ложная аномалия, обусловленная различием реальной и расчетной плотностей компенсирующих масс. Среднеквадратическая ошибка определения поверхности «свободной» мантии близка к $\pm 0,5 \text{ км}$. Наиболее вероятно, что размеры аномальных областей верхней мантии достигают десятков и даже сотен километров. Поэтому ошибка, обусловленная отличием принятого уровня поверхности «свободной» мантии от действительного, как пра-

вило, будет исчисляться первыми единицами миллигал. Ошибка, обусловленная неточностью задания рельефа в $\pm 0,25$ км в ближайшей зоне, достигает экстремальных значений 20 мГл при радиусе зоны в 20—30 км для континентальных участков, 7—15 км для океанических глубин и 25 км для желобов. Поэтому в слабо изученных в батиметрическом отношении океанических областях, имеющих сильно изрезанный рельеф, к небольшим по величине изостатическим аномалиям до 20 мГл нужно относиться весьма осторожно, так как аномалии могут быть обусловлены ошибками вычисления поправок.

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что изостатическое редуцирование связано с определенными техническими трудностями, а результаты интерпретации полученных аномалий далеко не однозначны. Поэтому часто возникает вопрос о том, насколько необходимо изостатическое редуцирование. Нам представляется, что на вопрос о целесообразности изостатического редуцирования, особенно в переходных областях, можно с полным основанием ответить положительно, если изостатическое редуцирование рассматривать только как дополнение прямой задачи гравиразведки и анализ изостатических аномалий не противопоставлять анализу аномалий Буге. Иными словами, если изостатическое редуцирование рассматривать как один из методов (далеко не всеобъемлющий) анализа информации о глубинном строении литосферы, заключенной в гравитационном поле.

По принципиальным чертам морфологии рельефа вся исследуемая область может быть разделена на 5 регионов: 1) прилегающие к морю участки суши и шельфа; 2) переходная зона от шельфа к глубоководным котловинам; 3) глубоководные котловины окраинных морей; 4) дуговая зона, включающая гряды, желоб и краевой вал; 5) прилегающие к валу участки ложа океана. Ошибки вычисления изостатических поправок в зависимости от характера рельефа изменяются от ± 2 до ± 4 мГл в районах шельфа и ровного дна глубоководных котловин, от ± 10 до ± 12 мГл в районах островных гряд и глубоководных желобов.

Самые большие изменения амплитуд изостатических поправок получены для островных дуг: до $+140$ мГл над грядой и до -130 мГл над желобом. В пределах Берингова моря незначительные по величине изостатические поправки от 0 до 20 мГл типичны для равнинных участков шельфа, глубоководных котловин и океанического ложа, расположенного южнее Алеутского желоба. Над континентальным склоном наблюдается резкое изменение поправок, обусловленное краевым эффектом Гельмерта. Экстремальные значения их составляют в среднем $+40$ и -35 мГл. Над подводным хребтом Ширшова максимальные значения поправок достигают

+70 мГл. Как положительные, так и отрицательные поправки, связанные с хребтом Ширшова, находят свое продолжение на суше и соответствуют Олюторскому хребту. Наиболее интенсивное поле поправок наблюдается в районе Алеутской гряды и глубоководного желоба. В западной части дуги над Командорскими островами поправки достигают +140 мГл, а в примыкающем к ним желобе —120 мГл. Примерно такими же поправками характеризуется северная часть Курило-Камчатского желоба. К востоку от Командорских островов поправки по модулю постепенно уменьшаются на полуострове Аляска до +60—80 мГл, а над желобом, имеющим в этом месте глубину около 5 км, до —50—60 мГл. Над хребтом Бауэрс поправки изменяются до +100—120 мГл над вершиной, до нуля у подножия. Хребет окаймляется минимумом до —25 мГл. Краевой океанический вал характеризуется незначительными поправками, которые в районе перехода вала к абиссали приближаются к нулю. Императорские горы, примыкающие к краевому валу, имеют мозаичные поправки, не превышающие ± 20 мГл.

Для получения изостатических аномалий из аномалий в свободном воздухе вычитались изостатические поправки. По изостатическим аномалиям в пределах Берингова моря можно выделить ряд районов, характеризующихся различной степенью приближения к изостазии [68]. В мелководной части Берингова моря изостатические аномалии в среднем близки к нулю, а отклонения не превышают ± 20 мГл и, по всей вероятности, обусловлены плотностными неоднородностями верхней части коры. В пределах Алеутской котловины по величинам изостатических аномалий может быть выделена северо-западная часть, где аномалии в среднем близки к нулю, что свидетельствует об уравновешенности коры, несмотря на наличие мощной (до 4 км) толщи осадков. Для юго-восточной части Алеутской котловины характерны положительные (до +50 мГл) аномалии. Поле положительных аномалий в рассматриваемой части котловины может быть обусловлено тремя причинами: 1) не скомпенсирована толща осадков, слагающих верхнюю часть коры; 2) кора имеет несколько меньшую мощность, чем требуется для выполнения изостатического равновесия; 3) верхняя мантия в этом районе более плотная, чем принята в расчетной модели.

Повышенные положительные аномалии имеют место и в Командорской котловине. Континентальный склон, примыкающий к глубоководной части Берингова моря с северо-востока, характеризуется аномалиями, значения которых близки к нулю. Подводный хребт Ширшова по характеру изостатических аномалий разделяется на северную, центральную и южную части, причем к равновесию близка лишь центральная часть. Неуравновешенная структура этого подвод-

ного хребта находит свое продолжение на континенте. К востоку от него выделена еще одна субмеридиональная зона, которая протягивается параллельно хр. Ширшова от м. Наварина до подножия континентального склона.

На западе Командорской котловины Берингова моря отмечается интенсивный минимум изостатических аномалий, вытянутый вдоль материкового склона от п-ова Озерного до п-ова Говена. Характерные размеры минимума близки к размерам аномалий над желобами, заполненными осадками. Действительно, если Алеутский или Курило-Камчатский желоб засыпать толщей осадков до уровня дна абиссали, то изостатические минимумы над ними уменьшаются до уровня аномалий над подножием западного склона Командорской котловины. Этот факт дает основания предполагать, что у подножия континентального склона, разделяющего п-ов Камчатку и Командорскую котловину, в земной коре сохранился погребенный прогиб, имеющий характерные размеры глубоководных желобов и засыпанный мощной толщей осадков. К востоку минимум сопровождается параллельной ему полосой положительных изостатических аномалий, типичных для краевых океанических валов. Простирание аномальных зон близко к простиранию северной части Курило-Камчатского минимума, но смещено относительно него на 150—180 км к западу, так же как и рельеф континентального склона.

Для хребта Бауэрса намечается структура коры, близкая к дуговой, т. е. хребет Бауэрса можно рассматривать как недокомпенсированное поднятие, сопряженное с перекомпенсированной впадиной, в значительной степени засыпанной осадками. Интенсивные изостатические аномалии выявлены в Алеутской островной дуге, которой свойственны интенсивные положительные аномалии. Максимум узкой положительной аномалии соответствует южному склону гряды. По мере увеличения глубины дна, увеличивается амплитуда отрицательных аномалий. Минимум отрицательных изостатических аномалий выявлен над осевой частью желоба, т. е. Алеутская островная дуга сложена недокомпенсированной корой, поверхность которой выражена в рельефе в виде гряды, и перекомпенсированной корой, обуславливающей наличие глубоководного желоба.

Характерной особенностью Охотского региона в целом является повышенное значение изостатических аномалий (+20—25 мГл). В северной мелководной части Охотского моря выделяются зоны незначительных отрицательных изостатических аномалий (перекомпенсированные участки) и обширные области положительных изостатических аномалий [69]. От Шантарских островов до Магадана простирание изоаномал преимущественно параллельно береговой линии Охотского моря. При этом можно отметить характерное

чередование сравнительно узких (40—80 км) зон с повышенными и пониженными значениями изостатических аномалий. Непосредственно вдоль береговой линии прослеживается узкая полоса пониженных изостатических аномалий, которые с юго-востока ограничиваются, примерно вдоль 100-метровой изобаты, зоной повышенных (+50 мГл) изостатических аномалий. От о-ва Большой Шантар и далее к северо-востоку простирается зона отрицательных и пониженных положительных изостатических аномалий. Северо-восточнее острова от этой зоны ответвляется субмеридионального простираения пояс отрицательных изостатических аномалий, замыкающийся в Сахалинском заливе.

Наиболее вероятной причиной отмеченных полосовых изостатических аномалий северо-восточного простираения являются неоднородности строения земной коры. Сейсмические и аэромагнитные исследования в этой области показали изменения мощности осадочной толщи от 1 до 5 км, а также различный состав консолидированной коры [60]. Простираение изоаномал ΔT примерно совпадает с простираением полосовых изостатических аномалий. Эта зона знакопеременных полосовых изостатических аномалий хорошо совпадает с Усури-Анадырской складчатой системой [14], ограниченной с северо-запада Охотско-Чаунским, а с юго-востока Амуру-Гижигинским поясами глубинных разломов. На тектонических схемах различных авторов эта область выделяется как продолжение Сихотэ-Алинской складчатой системы или как складчатые зоны северной части Охотского моря, являющиеся продолжением мезозойд Нижнего Приамурья [132]. Около Магадана простираение изостатических аномалий меняется на северо-западное. Локальные осложнения в поясе пониженных и повышенных изостатических аномалий в этой области имеют меридиональное и широтное направление. Наиболее вероятной причиной полосовых изостатических аномалий северо-восточной части Охотского моря являются неоднородности земной коры и, возможно, верхних частей мантии, обусловленные региональным глубинным разломом. Вероятно, этот глубинный разлом является продолжением глубинного разлома Алеутской островной дуги или Начикинского пояса поперечных разломов.

На Сахалине простираение изостатических аномалий меридиональное. Западно-Сахалинский хребет выделяется повышенными изостатическими аномалиями. Центральный (Тынь-Поронайский) прогиб характеризуется пониженными изостатическими аномалиями, охватывающими также залив Терпения. В северной части Сахалина (севернее 51° с. ш.) интенсивность изостатических аномалий уменьшается. Восточная часть Сахалинского залива выделяется отрицательными изостатическими аномалиями, которые на северо-за-

паде соединяются с поясом пониженных изостатических аномалий северо-восточного простирания. Наиболее вероятной причиной повышенных изостатических аномалий Сахалинских гор, вероятно, является неполная компенсация — уменьшенная мощность корней этих гор. Отрицательные изостатические аномалии залива Терпения и Сахалинского залива обусловлены или повышенной мощностью осадочных отложений или большей, чем требуется для условия изостази, величиной прогибания земной коры. У северо-восточного побережья Сахалина четко оконтуривается узкая зона повышенных положительных изостатических аномалий, хорошо коррелируемая с интенсивными положительными магнитными аномалиями ΔT [181]. Вероятно, с этой зоной связан крупный Восточно-Сахалинский глубинный разлом, простирающийся до южной оконечности мыса Терпения. Этот разлом приблизительно соответствует центральной части Приморской антиклинальной зоны. Судя по магнитным аномалиям с ним связаны внедрения основных и ультраосновных интрузий, что, видимо, обусловило образование самой антиклинальной зоны. К востоку от Сахалина выделяется обширная зона пониженных положительных и отрицательных изостатических аномалий с минимумом у юго-восточного побережья Сахалина. На юге эта зона смыкается с минимумом в заливе Терпения. Выявленная область пониженных изостатических аномалий, вероятнее всего, связана с Присахалинским прогибом, заполненным мощной толщей осадочных отложений. Впервые обнаруженный в результате работ ГСЗ у северо-восточного побережья Присахалинский прогиб протягивается вдоль восточного побережья Сахалина на юг и соединяется с Южно-Охотской котловиной, заполненной мощной толщей осадочных отложений. По отрицательным изостатическим аномалиям прогиб, заполненный осадками, также намечается на шельфе пролива Лаперуза к северо-востоку от о. Хоккайдо. Незначительные по интенсивности отрицательные изостатические аномалии наблюдаются над северным склоном Южно-Курильской котловины, причем в ряде случаев они простираются в пределы шельфа и подножия склонов.

Значительным отклонением от равновесия характеризуется Курило-Камчатская дуга, в пределах которой выделяется зона положительных аномалий, соответствующая недокомпенсированной гряде, и зона отрицательных аномалий, соответствующая перекомпенсированному желобу. По простиранию гряды интенсивность изостатических аномалий изменяется. Наиболее повышенные изостатические аномалии выявлены в центральной части Курильской гряды у о. Симушир. Северная часть Курильской гряды выделяется несколько менее повышенными изостатическими аномалиями. Юж-

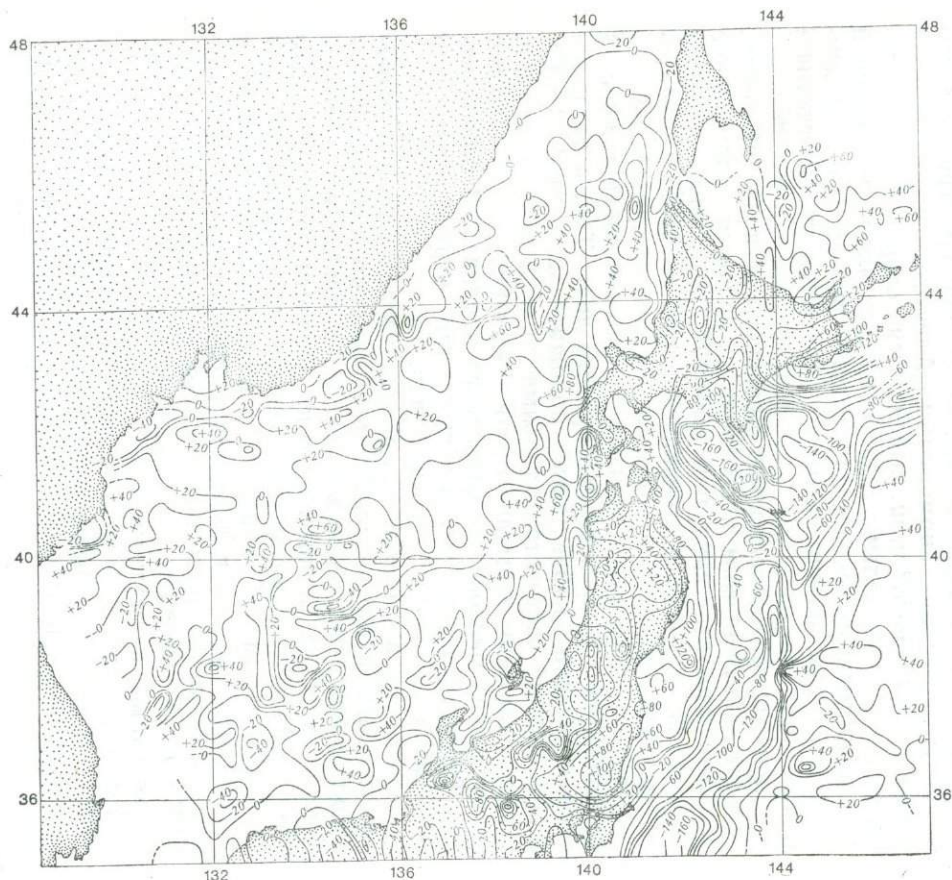
ная часть Курильской гряды по интенсивности изостатических аномалий занимает промежуточное положение между северной и средней частями Курильской гряды. Глубоководный желоб выделяется интенсивными отрицательными изостатическими аномалиями. Максимальная амплитуда отрицательных изостатических аномалий примерно совпадает с максимальной глубиной желоба. Интенсивность отрицательных изостатических аномалий также меняется вдоль желоба. Второй максимум отрицательных изостатических аномалий выявлен у северного окончания Курило-Камчатского желоба, восточнее Кроноцкого залива. Амплитуда отрицательных изостатических аномалий уменьшается на участке Курильского глубоководного желоба, примыкающего к северной части Курильской гряды. Восточнее Камчатского залива интенсивные отрицательные изостатические аномалии Курило-Камчатского желоба пересекаются интенсивными отрицательными изостатическими аномалиями Алеутского желоба. На Камчатке на 55—57° с. ш. выделяются отрицательные и пониженные положительные изостатические аномалии. Краевой вал и примыкающие площади Тихого океана характеризуются несколько повышенными положительными изостатическими аномалиями.

Характерной особенностью Японского региона в целом, так же как Берингова и Охотского, является повышенное значение изостатических аномалий [71, 189]. Глубоководные котловины отличаются положительными аномалиями, средняя величина которых около +20 мГл (рис. 31).

Изостатические аномалии глубоководной части моря слабо коррелируют с рельефом морского дна. Так, в западной части котловины наблюдаются положительные до +38 мГл, а в восточной части отрицательные до -35 мГл аномалии. Положительными аномалиями до +46 мГл характеризуется и шельфовое мелководье Корейского пролива. В осевой части Татарского пролива наблюдаются отрицательные до -48 мГл изостатические аномалии.

Подводная возвышенность Ямато характеризуется знакопеременными аномалиями. Аномальные зоны вытянуты в направлении юго-запад — северо-восток и совпадают с простирающим хребтом возвышенности. Области отрицательных (до -50 мГл) сменяются зонами положительных (до +72 мГл) аномалий, причем без какой-либо корреляции с рельефом дна моря. Аналогичная картина наблюдается в районе подводной возвышенности Витязь и банки Мусаси. Банка Богорова выделяется интенсивными положительными изостатическими аномалиями.

Наиболее сложный характер поля аномалий наблюдается в области шельфа и материкового склона. Причем четко выраженная линейность изостатических максимумов и мини-



мумов, простирающихся параллельно береговой линии, часто нарушается аномальными зонами, ориентированными вкост простирающихся первых. Так, к югу от Находки шельф и материковый склон пересекает зона отрицательных (до -46 мГл) аномалий. По простираанию аномальных зон, их форме и интенсивности здесь выделяется несколько участков. В южной части моря, на материковом склоне Корейского полуострова выявлены близкие к нулю повышенные аномалии, которые слабо отражаются в рельефе дна, по всей вероятности, связаны с внутренней структурой коры.

Рис. 31. Схема изостатических аномалий Японского моря (составили П. А. Строев, А. Г. Гайманов)

Анализ геологических данных суши и гравитационного поля моря позволяет наметить некоторые особенности строения коры этого района. Так, простирания изостатических аномалий в море в большинстве случаев близки соответствующим направлениям основных тектонических структур. Морскому северо-восточному продолжению Очхонского внутриплатформенного прогиба, выполненного осадочными формациями, соответствует положительная изостатическая аномалия, достигающая по величине 60 мГл и протягивающаяся до 39° с. ш. и 131° в. д. Аналогичному продолжению массива Кенги, представляющего собой область архейской складчатости, отвечает значительное повышение аномалий. Значительный изостатический минимум прослежен к востоку от шельфа между 40 и 41° с. ш. и может рассматриваться как морское продолжение архейского складчатого массива Наним. Более поздние тектонические структуры в этом районе имеют субмеридиональные простирания, секущие наблюдаемую аномалию.

К северу от мыса Мусудан до залива Посьета переходная зона характеризуется аномалиями, типичными для Центральной котловины моря. Со стороны континента к этой зоне примыкает область протерозойской складчатости, осложненная субмеридиональными разломами и наложенными кайнозойскими впадинами и прогибами, которые по имеющимся гравиметрическим данным не находят своего продолжения за пределами шельфа.

Южнее о. Аскольда шельф и материковый склон пересекает зона пониженных изостатических аномалий, которые протягиваются в субмеридиональном направлении до 41° с. ш. и прерываются у южного подножия подводной возвышенности. Сопоставление гравиметрических данных с тектоникой Приморья позволяет рассматривать эту зону как южное продолжение мезозойского прогиба, наложенного на область палеозойской складчатости и развитого к северу от залива Петра Великого. Наиболее глубокое погружение рассматриваемой структуры следует ожидать в южной части шельфа и на склоне, где изостатические аномалии достигают своего минимума.

Анализ изостатических аномалий совместно с данными сейсмических исследований [16, 70] позволил наметить корреляционную связь между мощностью рыхлых осадков, соответствующих скоростям продольных сейсмических волн 1,8—2,2 км/с, и изостатическими аномалиями. По-видимому, положительные изостатические аномалии глубоководных котловин Японского моря частично могут быть обусловлены нескомпенсированным влиянием слоя рыхлых осадков. Причем наименьшая степень компенсации этих осадков имеет место в тех районах, где их мощность не превышает 1 км. На уча-

стке моря, где мощность рыхлых отложений составляет более 2 км, гравитационное влияние последних почти в 2 раза превышает наблюдаемые изостатические аномалии. Поэтому можно сделать предположение, что в этих районах избыточная нагрузка осадков в значительной степени скомпенсирована.

Юго-восточная часть переходной зоны Приморья по характеру изостатических аномалий разделяется на два участка: южный и северный. Для первого характерна четко выраженная линейность изостатических максимумов и минимумов, простирающихся в северо-восточном направлении, параллельно береговой линии и структурам Сихотэ-Алиня. Минимумы аномалий, один из которых проходит по краю шельфа, а другой в глубоководной части моря вдоль подножия континентального склона, скорее всего, связаны с прогибами консолидированной коры, которые имеют такое же простираание и протяженность, что и Ольгинское антиклинальное поднятие. В районе Островного мыса линейные аномалии, простирающиеся параллельно континентальному склону, осложнены интенсивным поперечным минимумом, который протягивается до континентального склона и не находит связи с рельефом шельфа и крупными структурами примыкающей суши.

Северный участок рассматриваемого района переходной зоны характеризуется аномалиями незначительными по интенсивности и изометрическими по форме, иногда слабо вытянутыми в субширотном направлении. С севера и с юга этот участок ограничен субширотными гравитационными ступенями, которые лежат на восточном продолжении Синайского и Южно-Сихотэ-Алинского глубинных разломов. К этому участку переходной зоны приурочена повышенная сейсмичность.

В районе мыса Олимпиады и устья р. Самаргы выявлены полосовые субширотные изостатические аномалии, которые прослеживаются до Сахалина. В морфологии дна эта зона не находит своего выражения и, по всей вероятности, связана со структурой консолидированной коры и, возможно, верхней мантии.

В пределах Татарского пролива в районе 48° с. ш. простираание изостатических аномалий резко меняется с широтного на субмеридиональное и совпадает с направлением простираания основных структур северного Приморья и Сахалина. Отрицательная изостатическая аномалия осевой части Татарского пролива достаточно хорошо коррелирует с глубиной кровли фундамента, установленной по сейсмическим данным. Однако гравитационное влияние этой поверхности не превышает нескольких миллигал. Поэтому для объяснения наблюдаемых изостатических аномалий необходимо допустить пе-

рекомпенсацию прогиба, обусловленную процессами в верхней мантии.

Для территории СССР, включая дальневосточную переходную зону с окраинными морями, М. Е. Артемьевым (1975) были получены осредненные по площадям $1 \times 1^\circ$ изостатические аномалии силы тяжести. Сравнение схем изостатических аномалий, построенных автором и М. Е. Артемьевым для Берингова, Охотского и Японского морей, показало хорошую сходимость между этими схемами, полученными по различной методике вычисления изостатических поправок.

В связи со сравнительно большим объемом сейсмических зондирований земной коры в Охотском и Японском регионах были выполнены оценки приближения земной коры к равновесию путем расчета давлений на глубине 40, 60 и 100 км в предположении постоянства плотности вещества верхней мантии [59, 75, 138, 193]. В зависимости от выбора плотности слоев земной коры и вещества верхней мантии получают различные величины средних давлений на соответствующих глубинах. Так, М. Х. Лившиц вычислял давление на глубине 60 км в предположении об однороднослойной земной коре, состоящей из гидросферы плотностью $1,0 \text{ г/см}^3$, осадочного слоя плотностью $2,5 \text{ г/см}^3$ и слоя консолидированной коры плотностью $2,8 \text{ г/см}^3$. Плотность вещества верхней мантии под границей Мохоровичича принята равной $3,3 \text{ г/см}^3$. Среднее давление на глубине 60 км при таком распределении плотностей 185 кг/мм^2 . Максимальные отклонения от среднего давления наблюдаются в районе Курильской гряды и желоба. При вычислении давления для этой области на глубине 60 км с переменной плотностью осадочного слоя с учетом уплотнения осадков с глубиной, а также «гранитного» слоя плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$, «базальтового» слоя плотностью $2,85 \text{ г/см}^3$ и верхней мантии плотностью $3,2 \text{ г/см}^3$ получено среднее значение давления 170 кг/мм^2 . В районе Курило-Камчатской гряды и желоба выявлены наиболее резкие отклонения от среднего давления, достигающие 9 кг/мм^2 . Максимум давления наблюдается под Курильской грядой, а минимум — под примыкающим склоном желоба. Под Присахалинским прогибом давление меньше среднего на 4 кг/мм^2 .

По всем сейсмическим разрезам земной коры Охотского моря на глубине 40 км средняя величина давления 118 кг/мм^2 . Средняя величина давления на глубине 40 км, вычисленная Боуином для 468 сейсмических определений состава и мощности земной коры так же 118 кг/мм^2 . Эта величина характерна в целом и для Охотского моря. Расчеты давлений, выполненные различными авторами, в общем хорошо согласуются между собой, хотя имеются и некоторые противоречия. В Северо-Охотском и Присахалинском прогибах давление заметно ниже нормального. В центральной части Охотского

моря по одним данным давление также пониженное, однако по другим — повышенное из-за меньшей, чем это требуется для условия изостазии, мощности земной коры.

В пределах Курильской котловины Охотского моря на глубине 40 км $P_{40} = 118-119$ кг/мм², что отвечает среднему значению P_{40} для всего региона, указывая на достаточно хорошую компенсацию глубоководной части Охотского моря. Наиболее резкие изменения давлений на глубине 40 км выявлены в районе Курильской гряды и глубоководного желоба. Максимальные давления, достигающие 135 кг/мм², наблюдаются под грядой, а минимальные 105—110 кг/мм² — под глубоководным желобом и примыкающим к гряде склоном желоба. При этом характерно резкое изменение давления не только в поперечном к простиранию дуги направлении, но и вдоль простирания дуги. Максимальные давления характерны для центральной части Курильской дуги; минимальные давления 106 кг/мм² — под южным, а 110 кг/мм² — под северным флангом. Характер изменения давления на глубине 40 км хорошо согласуется с нарушением изостатического равновесия, определяемого по изостатическим аномалиям.

Для Берингова, Охотского и Японского морей и прилегающей части Тихого океана были выполнены оценки изостатического состояния и вычислены проценты перекомпенсации и отклонения действительной мощности земной коры от теоретической, отвечающей принятым условиям равновесия по соотношениям аномалий в свободном воздухе и Буге с рельефом дна [75, 189]. Полученные величины принципиально хорошо согласуются с результатами оценки равновесия земной коры по изостатическим аномалиям.

Связь сейсмичности, вулканизма, новейших и современных движений с изостатическим состоянием земной коры

Общие вопросы взаимосвязи изостатического состояния земной коры с сейсмичностью, вулканизмом, новейшими и современными движениями в той или иной мере рассматривались В. А. Сельским (1940), Б. Гутенбергом и Ч. Рихтером (1954), Е. Н. Люстихом (1957), Ю. А. Зориним, Ю. В. Ризниченко (1971, 1969) и другими, которые установили, что между этими явлениями существует определенная взаимосвязь. Однако взаимоотношения между ними сложные, различные в разных геотектонических районах и требуют детального изучения в каждом конкретном регионе. Наиболее детальное сопоставление изостазии и сейсмичности Восточно-Азиатской переходной зоны выполнено Ю. А. Павловым и В. П. Семакиным (1972).

При сопоставлении областей распространения мелкофо-

кусных землетрясений с изостатическим состоянием земной коры выявляется, что верхняя часть фокальной зоны, где сосредоточено подавляющее большинство мелкофокусных землетрясений, пространственно совпадает либо с участками интенсивных отрицательных изостатических аномалий, где намечается значительный избыток мощности коры, либо с зоной, где происходит резкая смена знака изостатических аномалий и переход от избытка мощности коры к ее дефициту. При этом на участках с меньшими нарушениями изостазии отмечается и меньшая сейсмическая активность. Мелкофокусные землетрясения различных районов акваторий дальневосточных морей, не связанные с фокальной зоной, в большей своей части располагаются в зонах смены уравновешенных или близких к равновесию участков земной коры участками с положительными изостатическими аномалиями (приматериковая и прикамчатская части Берингова моря, район поднятия Бауэрса, юго-восточные окраины Охотского и Японского морей, примыкающие к островным дугам, западное побережье Сахалина и северо-восточное побережье Кореи). Подавляющее большинство промежуточных землетрясений с глубинами очагов 70—300 км располагается в областях развития современного вулканизма и прилегающих к ним склонах глубоководных желобов. При этом основная часть промежуточных землетрясений с глубиной очагов 70—90 км приурочена к зоне резкой смены знака изостатических аномалий, прослеживающихся вдоль северо-западного склона Японского и Курило-Камчатского желобов. Землетрясения с глубиной очагов 90—200 км тяготеют к районам интенсивных положительных изостатических аномалий с большим дефицитом мощности коры (то 5 до 10 км), к которой приурочены действующие вулканы. Промежуточные землетрясения с глубинами очагов 200—300 км располагаются по восточной окраине Охотского моря, где они совпадают с областями положительных изостатических аномалий, либо с участками, близкими к равновесию. Глубокофокусные землетрясения с гипоцентрами на глубинах 300—400 км в пределах Охотского моря располагаются преимущественно под юго-западной частью Курильской котловины и под участком, расположенным между Сахалином и Хоккайдо, где устанавливаются положительные изостатические аномалии и дефицит мощности в 2—4 км. Аналогичное соотношение изостазии и глубокофокусных землетрясений с гипоцентрами 300—400 км выявляется в Японском море в районе поднятия Ямато и прилегающей к нему котловины Хонсю. Землетрясения на глубинах более 400 км сосредоточены главным образом в Охотском море в пределах полосы недостаточной мощности коры, вытянутой в северо-восточном направлении, в центре которой располагается возвышенность Академии наук СССР.

Автором была предпринята попытка установления корреляционной связи между изостатическими аномалиями и сейсмичностью. Для этого наиболее подходящи карты сейсмической активности, методика которых разработана Ю. В. Ризниченко (1969). Однако для Дальневосточной переходной зоны карта сейсмической активности опубликована только для района Южно-Курильских островов [206]. Поэтому были использованы карты распределения сейсмической энергии в Дальневосточной переходной зоне, составленные В. Н. Аверьяновой (1968). Учитывая большой разброс точек, обусловленный низкой степенью связи изостатических аномалий и сейсмичности, можно отметить только общую тенденцию повышения сейсмической энергии вкрест простирания Курильской дуги в области отрицательных изостатических аномалий.

После уменьшения сейсмической энергии вблизи нулевых значений изостатических аномалий наблюдается также увеличение сейсмической энергии в области положительных аномалий. Такая же тенденция в распределении сейсмической энергии и изостатических аномалий наблюдается вдоль Курило-Камчатской дуги. Несколько более повышенное выделение сейсмической энергии выявляется в зонах пониженных изостатических аномалий. Ранее нами была установлена для переходной области Охотского моря и Курило-Камчатского желоба характерная приуроченность максимума землетрясений и в особенности максимума выделившейся сейсмической энергии к зонам максимальных градиентов силы тяжести, к зонам резкого изменения глубин поверхности Мохоровичича [57].

Попытка установления связи между изостазией и сейсмичностью для Дальневосточной переходной зоны, включающей Камчатку, Курильские острова и частично Японию была принята также М. Е. Артемьевым. Для характеристики сейсмической активности островной дуги были использованы данные 19 сильнейших землетрясений этого региона за последние 60 лет. Для характеристики изостатического состояния была выделена полоса шириной 400 км, проходящая из Токио до сочленения Камчатки с Алеутской дугой. Ось этой полосы совпала с осью желоба. Полоса была разделена на отдельные участки в соответствии с распределением сильнейших землетрясений. Каждый из участков охарактеризован относительной величиной сейсмической энергии на единицу площади и для каждого участка вычислено среднее из абсолютных значений изостатических аномалий в качестве характеристики изостатического состояния. Сравнение полученных таким образом характеристик сейсмической активности и изостазии обнаружило существование между ними тесной корреляционной связи ($r=0,9$).

Для Дальневосточной переходной области возможны раз-

личные соотношения новейших и современных вертикальных и горизонтальных движений земной коры с ее изостатическим состоянием. Однако на настоящем этапе изученности возможно только качественное сопоставление изостатических аномалий с новейшими современными вертикальными движениями отдельных зон этой области. Так, качественное сопоставление карты изостатических аномалий с картой позднекайнозойских вертикальных деформаций земной коры и с картой градиентов скорости вертикальных неотектонических движений [163] показало, что области положительных аномалий Курильской и Командорской котловин, глубоководных котловин Японского моря характеризуются устойчивыми опусканиями (до 4000 м) с минимальными градиентами скорости вертикальных неотектонических движений. Максимальные же градиенты выявлены в островных дугах, характеризующихся максимальными градиентами изостатических аномалий. Для района Курильской островной дуги взаимосвязь изостазии с неотектоникой и современными движениями земной коры с учетом новейших данных была подробно рассмотрена В. К. Грабковым и Ю. А. Павловым (1972). В районе Курильской островной дуги преобладают воздымающие или погружающие силы, действующие вопреки стремлению земной коры к равновесию. Формирование современной морфоструктуры Курильской островной дуги, начавшееся с воздымания Малой гряды в палеогене, а затем в конце позднего плиоцена выразившееся в воздымании Большой гряды, обусловлено, по-видимому, поднятием всего слоя земной коры что вызвало соответствующее нарушение ее равновесия. Восстановление равновесия может произойти за счет увеличения мощности коры, обратного ее погружения или за счет обоих этих факторов одновременно. Увеличение мощности коры необходимое для восстановления ее равновесия без погружения, отстает от воздымания настолько, что нарушение изостазии в районе Малой гряды, происшедшее в палеогене, при последующей относительной стабильности морфоструктуры не компенсировалось за счет увеличения мощности коры до настоящего времени.

Интерпретация гравитационных аномалий Берингова, Охотского, Японского морей и примыкающей части Тихого океана

Опираясь на данные глубинных сейсмических зондирований Охотского моря, автором впервые в 1962 г. была составлена схематическая карта рельефа поверхности Мохоровичича по аномалиям силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$). Количественные расчеты мощности земной коры были проведены методом стандартных колонок земной

коры, методом Р. М. Деменицкой и методом Ч. Тсубои, И. То-мода и К. Аки.

Ошибки в определении границы М по аномалиям Буге могут быть обусловлены главным образом ошибками в определении аномалий Буге и неучтенным влиянием на аномалии Буге: 1) верхней толщи осадочных отложений; 2) изменения мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры; 3) возможной вариации плотности «гранитного» и «базальтового» слоев; 4) возможного изменения плотности подкорового вещества в горизонтальном направлении. Оценка влияния этих факторов на точность определения границы М по гравиметрическим данным показала, что максимальная суммарная ошибка может достигать ± 4 км, причем наибольший вклад вносят неучет влияния осадков (± 2 км) и изменения мощности и плотности «гранитного» и «базальтового» слоев (± 3 км). Для учета влияния осадков на наблюдаемые аномалии Буге по имеющимся сейсмическим данным была составлена схематическая карта гравитационного влияния осадочных отложений. При этом учитывалось увеличение плотности осадков с глубиной [41].

Более детальное сопоставление сейсмических данных о строении земной коры по отдельным профилям с аномалиями силы тяжести показало невозможность полного объяснения наблюдаемых аномалий силы тяжести изменения мощности и состава земной коры. Для удовлетворительного согласования наблюдаемых аномалий силы тяжести с вычисленными по сейсмическим данным об изменении мощности и состава земной коры приходится допускать существование плотностных неоднородностей верхней мантии [60]. Наибольшие плотностные неоднородности в верхней мантии были выявлены под островной дугой. Так, если под глубоководным желобом и примыкающим к нему краевым валом плотность вещества верхней мантии $3,3-3,35$ г/см³, то под внутренней дугой (о. Итуруп) плотность вещества верхней мантии понижена до $3,2$ г/см³. При этом наилучшее совпадение наблюдаемых аномалий с вычисленными получается при наклонных границах блоков верхней мантии с различной плотностью под островной дугой. При всей схематичности и неоднозначности выполненной по отдельным профилям совместной интерпретации гравиметрических и сейсмических данных это были первые фактические данные о возможности существования значительных плотностных неоднородностей в верхней мантии в переходных зонах Тихого океана.

По мере накопления гравиметрических данных и повышения детальности и точности гравиметрической съемки в Беринговом, Охотском и Японских морях, а также увеличения объема сейсмических исследований строения земной коры на этих акваториях были составлены схематические карты мощ-

ности земной коры, а также сводные разрезы земной коры и верхней мантии по гравиметрическим и сейсмическим данным для этих акваторий, подтвердившие наши выводы о плотностных неоднородностях верхней мантии, полученные для Курило-Камчатской дуги и Охотского моря [16, 75]. Так, свободные разрезы земной коры и верхней мантии, составленные для западной и восточной частей Берингова моря по сейсмическим и гравиметрическим данным [65], указывают на возможность уменьшения плотности вещества верхней мантии под Командорскими островами и увеличения плотности пород верхней мантии под глубоководным желобом, краевым океаническим валом, а также под глубоководной Командорской котловиной Берингова моря.

Необходимо иметь в виду, что сейсмические данные как о мощностях слоев, так и о скоростях продольных волн могут содержать систематические и случайные ошибки. Эмпирические соотношения между скоростями продольных волн и плотностью для различных районов, особенно для областей с различной тектонической активностью, могут значительно отличаться. Поэтому составленные свободные разрезы земной коры и верхней мантии представляют схематическое приближение к действительным разрезам и по мере увеличения детальности к точности как сейсмических, так и гравиметрических данных должны уточняться. Однако принципиальный вывод о значительной латеральной плотностной неоднородности верхней мантии в переходной области от Азиатского материала к Тихому океану в районе развития окраинных морей и островных дуг убедительно доказывается всем комплексом геофизических данных.

В связи с тем что в рассматриваемой переходной области очень ярко проявляется слоисто-блоковое строение не только земной коры, но и верхней мантии, гравитационные аномалии были проинтерпретированы с использованием билогарифмических палеток, построенных для прямоугольных параллелепипедов с различными глубинами залегания верхних z_1 и нижних z_2 кромок и с различной разностью плотности $\Delta\sigma$.

**Глубинные разломы и блоково-слоистое строение
земной коры и верхней мантии Японского,
Охотского и Берингова морей
по гравиметрическим данным**

Под блоково-слоистой понимается структура, разбитая на отдельные блоки (глыбы) разного масштаба с квазивертикальными боковыми ограничениями. Каждый из блоков имеет ряд горизонтальных границ раздела, расположенных на определенных глубинах. По горизонтали физические

свойства пород вещества внутри блока меняются слабо, а на границе с другим блоком обычно испытывают резкий скачок. По вертикали физические свойства пород меняются монотонно-скачкообразно, испытывая скачки на квазигоризонтальных границах раздела. Грани блоков обычно являются разрывными, причем ограничивающие блоки-разломы иногда бывают «залеченными». Когда блоки разделяются разрывами типа трещин (раздвиг, встречный сдвиг и др.), то различия во внутренней структуре и вещественном составе могут и не наблюдаться.

Из представлений о блоково-слоистой структуре следует, что основные черты поля силы тяжести в редукции Буге (форма в плане, амплитуда, величина горизонтального градиента и др.) объясняется существованием плотностных неоднородностей в форме блоков. В тех случаях, когда на вертикальных контактах блоков плотность изменяется скачком, эти контакты отмечаются в поле силы тяжести полосами повышенных горизонтальных градиентов. Это позволяет оконтурить плотностные неоднородности в плане, полагая, что в большинстве случаев их вертикальные контакты имеют разрывную природу. Почти все полосы повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести совпадают с зонами резких дифференцированных современных тектонических движений.

Полосами повышенных горизонтальных градиентов аномалий Буге особенно ярко оконтуриваются блоки, возникшие при формировании глубоководных впадин внутренних морей, островных дуг, а также выделяются структуры, входящие в систему этих дуг. На акватории Охотского моря полосами повышенных горизонтальных градиентов оконтуривается опущенный блок Курильской котловины, в Японском и Беринговом морях — их наиболее глубоководные части. Одной из основных морфометрических закономерностей блоково-слоистой структуры земной коры и верхней мантии является совпадение нижних и верхних ограничений блоков с горизонтальными границами раздела [26]. Интерпретация аномалий силы тяжести в редукции Буге в предположении блоково-слоистой структуры земной коры и верхней мантии с применением билогарифмических палеток позволяет в благоприятных случаях устанавливать не только положение субгоризонтальных границ раздела, но и глубину заложения разломов, разграничивающих блоки разноплотных пород.

Перед интерпретацией аномалий Буге были учтены поправки за влияние осадков для тех профилей, для которых имеются сейсмические данные о мощности осадочных отложений. При введении этой поправки учитывалось уплотнение осадков с глубиной. Наиболее достоверными являются результаты интерпретации по тем районам, которые обеспечены надежными данными о мощности рыхлых отложений. К ним

относятся районы Курильской дуги и Охотского моря и отдельные участки Японского и Берингова морей.

В результате интерпретации аномалий Буге получено около 100 определений положений верхних z_1 и нижних z_2 кромок возмущающих масс — блоков и скачков плотности $\Delta\sigma$ в горизонтальном направлении по разделяющим их разломам. На полигонах распределения нижних z_2 и верхних z_1 кромок для всего рассматриваемого района выделяются моды 3—4 км; 6—7; 8—12 (верхние кромки z_1); 21 (верхние z_1 и нижние z_2 кромки), 50—60, 120—140 и 20 км (нижние кромки z_2). Верхние кромки z_1 с модальными значениями ($M_1=3-4$ км и частично $M_2=6,0$ км) выходят в основании слоя осадков. Они указывают на глубины проникновения вверх разломов, разделяющих разноплотные блоки земной коры и мантии. Можно предположить, что другие моды соответствуют не только глубинам заложения и проникновения вверх и вниз разломов, но и определенным горизонтальным поверхностям раздела. Так, мода $M_4=21$ км соответствует глубине границы Мохоровичича в зонах глубоководных впадин морей, для которых в основном и получены z_1 и z_2 в интервале глубин 18—24 км.

По отдельным районам в распределении величин z_1 и z_2 наблюдаются следующие закономерности. В Японском море и Японской дуге большинство верхних кромок возмущающих масс тяготеют к глубинам 8—11 км, на которых по сейсмическим данным залегает кровля базальтового слоя, а также к интервалу глубин $M_1=15-25$ км; $M_2=17$ км и $M_3=20$ км. Эти значения характерны для глубин поверхности Мохоровичича. В нескольких случаях верхние кромки расположены на глубинах 3,0—3,5 км. Нижние кромки наблюдаются на интервале глубин от 50 до 300 км, который условно (из-за небольшого числа данных) можно разбить на три интервала: 50—100, 170—230 и, возможно, 300 км.

В Охотском море в распределении верхних кромок отмечается максимум для глубин 21 км и в интервале глубин 2—10 км. Глубина 21 км соответствует границе Мохоровичича близ Курильской котловины. Моды нижних кромок равны $M_2=140$ км и $M_3=220$ км.

Берингово море характеризуется модой z_1 при $M_1=10,0-11,0$ км и рядом значений $z_1 < 10$ км. Нижние кромки имеют $M_2=50$ км и рассеянные значения, расположенные в интервале глубин 120—220 км. В зоне островных дуг для z_1 характерны $M_1=4$ км (интервал значений $z_1=2,6-4,0$ км) и $M_2=6,5$ км. Нижние кромки z_2 тяготеют к двум интервалам глубин: 18—39 и 44—67 км. Последнему интервалу соответствует $M_4=57$ км. Глубины z_2 интервала 18—39 км характерны для внешней по отношению к океану части Курильской дуги, 44—67 км — островам Курильской гряды, главным

образом Командорским островам и Камчатке, близ ее сочленения с Алеутской дугой.

Исследование распределения скачков плотности для всего района показало, что изменения плотности происходят в основном в интервале значений $0,04-0,25$ г/см³.

Модами полигона, которым соответствует примерно одинаковое число случаев, является $M_0=0,04; 0,07; 0,12; 0,21$ г/см³. Если сравнить эти данные с результатами статистического исследования плотности $\Delta\sigma$, полученными при интерпретации аномалий Δg на суше аналогичным методом, то окажется, что земная кора и мантия района морей северо-западной части Тихого океана характеризуются более резкой плотностной дифференциацией [27]. На территории Западно-Сибирской низменности наиболее вероятное значение $\Delta\sigma=0,05$ г/см³, а на акваториях дальневосточных морей $0,07-0,12$ г/см³. Максимальные значения $\Delta\sigma=0,21$ г/см³ характерны для зоны островных дуг. В блоковой структуре акватории Японского моря отмечаются плотностные неоднородности с преобладающими величинами аномальной плотности $0,04$ и $0,067$ г/см³. Такие скачки плотности свойственны в большей степени материковой глыбовой структуре. На Японских островах и в зонах перехода от глубоководного желоба к шельфу наблюдается резкая плотностная дифференциация. Так, на южном конце Великого грабена (Фосса Магна) в районе Токийского залива разность плотностей на границе разлома достигает $0,5$ г/см³.

Несколько большие значения величин горизонтальных перепадов плотности у блоков акватории Охотского моря — $0,04-0,47$ и $0,07-0,10$ г/см³. Максимальную плотностную дифференциацию обнаруживают блоки западной части акватории Берингова моря — $0,055; 0,12; 0,21$ г/см³. В западной части Берингова моря происходит пересечение Курило-Камчатской и Алеутской дуг. Отсеченное Алеутской дугой северное продолжение Курило-Камчатского глубоководного желоба, прослеженное по изостатическим аномалиям, по-видимому, сnivelировано осадками. Максимальные разности плотности $\Delta\sigma=0,21$ г/см³, характерные для зон островных дуг, наблюдаются на границе Западно-Беринговского блока с блоком Командорских островов и с отсеченным северным продолжением Курило-Камчатского желоба. Таким образом интерпретация аномалий Буге с использованием билогарифмических палеток подтверждает возможность существования погребенного желоба вдоль западного побережья Берингова моря. Более детальный анализ структуры отдельных регионов с учетом данных количественной интерпретации выявляет интересные особенности в строении земной коры и верхней мантии исследуемой области [28, 29].

Таким образом, последовательное развитие представле-

ний о блоково-слоистой структуре земной коры и верхней мантии и привлечение их в качестве априорных для интерпретации гравитационных аномалий позволяет сделать ряд важных качественных выводов о структуре земной коры и верхней мантии акватории Берингова, Охотского, Японского морей, зон Курильской и западной части Алеутской дуги и получить приближенные количественные характеристики плотностных неоднородностей с примерно вертикальными контактами блоков. На основании этих расчетов можно полагать, что плотностные неоднородности отражают не только блоки земной коры различной мощности, но и плотностные неоднородности в верхней мантии. Величины этих неоднородностей, приведенные выше, по-видимому, являются максимально возможными, поскольку в действительности строго вертикальные контакты между выделенными блоками отсутствуют и скорее следует говорить о тенденции в изменении плотности верхней мантии. На рис. 32 приведен один из сводных разрезов земной коры и верхней мантии, составленный по гравиметрическим и сейсмическим данным по профилю Японское море — о. Хонсю — Тихий океан, на котором отражены результаты интерпретации с помощью билографических палеток. Анализ этих данных приводит к следующим основным выводам.

1. Значительные плотностные неоднородности ($0,04$ — $-0,10$ г/см³) наблюдаются не только в блоках земной коры, но и верхней мантии до глубин 230 — 300 км;

2. Нижние и верхние ограничения плотностных неоднородностей и, следовательно, глубины проникновения вверх и вниз разделяющих их разломов тяготеют к определенным уровням, в частности, к границам Мохоровичича и Конрада. На основании статистической обработки гравитационных данных можно предполагать, что такие границы существуют и в верхней мантии в пределах рассматриваемой дальневосточной переходной области на глубинах 50 — 60 , 120 — 140 , 190 — 200 и, возможно, 300 км;

3. Глубинность вертикальных разломов увеличивается от океана к матерiku, а степень плотностей дифференциации блоков — от материка к океану;

4. Гипоцентры землетрясений тяготеют к нижним краям блоков с различной плотностью.

Интерпретация результатов непрерывных профильных измерений силы тяжести наборными гравиметрами в Японском, Охотском и Беринговом морях подтвердила выявленные нами плотностные неоднородности в земной коре и верхней мантии дальневосточной переходной зоны [231, 235, 271]. Результаты интерпретации гравитационных аномалий в районе краевого океанического вала, глубоководного желоба, островной дуги и котловины окраинных морей можно согла-

совать с основными положениями гипотезы новой глобальной тектоники плит, предполагающей погружение океанической литосферы мощностью 80—100 км вдоль зоны Бениоффа до глубин 600—700 км.

Для профилей, пересекающих Японское море, северную часть о. Хонсю и Японский желоб, после исключения гравиметрических

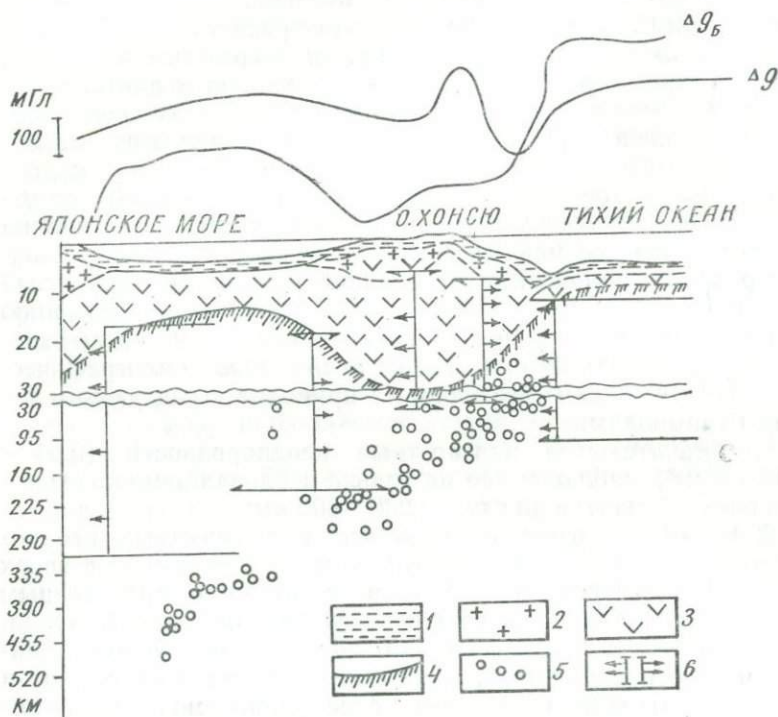


Рис. 32. Сводный разрез земной коры и верхней мантии по профилю Японское море — о. Хонсю — Тихий океан:

1 — осадочный слой; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — граница Мохоровичича; 5 — гипоцентры землетрясений; 6 — разломы по гравиметрическим данным (стрелки указывают направление разуплотнения)

тационного влияния слоев земной коры, полученных по сейсмическим данным, Юошии (1972) выделил остаточные мантийные аномалии. Над желобом и островом положительная мантийная аномалия достигает примерно 50—100 мГл (в зависимости от выбора плотностей в коре) протяженностью 300—400 км. Над Японским морем отрицательная мантийная аномалия достигает 100 мГл. Остаточные мантийные аномалии удовлетворительно объясняются в рамках модели Утцу

(1971) строения мантии Японских островов. Согласно этой модели вдоль фокальной зоны происходит погружение океанической литосферы мощностью около 70 км до глубины 400 км. Мощность литосферы под Японским морем сокращается до 30 км, а под Японскими островами астеносфера, возможно, непосредственно подстилает земную кору. При разности плотности литосферы и астеносферы, равной $0,07 \text{ г/см}^3$, расчетная аномалия от модели Утцу наиболее удовлетворительно согласуется с наблюдаемыми остаточными мантийными аномалиями силы тяжести.

По результатам непрерывных гравиметровых измерений в 53-м рейсе НИС «Витязь» в Охотском море и Курило-Камчатском желобе М. Г. Коганом (1975) на основании совместного анализа гравитационных аномалий и уточненных данных ГСЗ выделены источники гравитационных аномалий в коре и мантии. Для всех возможных вариантов распределения плотностей в коре сохраняется положительная мантийная аномалия амплитудой не менее 50 мГл над островной дугой, желобом и примыкающей частью океана, что допускает существование холодной литосферной плиты толщиной около 60 км, опускающейся вдоль фокальной зоны. Положительный гравитационный эффект плиты должен компенсироваться под краевым морем отрицательным эффектом нагретой мантии. Термические модели, которые могут объяснить повышенный тепловой поток в Охотском море, одновременно способны объяснить характер наблюдаемой мантийной гравитационной аномалии. Локальный минимум аномалий Буге над континентальным склоном Курильского желоба, по-видимому, в значительной мере обусловлен многокилометровой толщей консолидированных осадков. Уменьшение аномалий Буге примерно на 100 мГл над вулканической грядой Курильских островов наиболее удовлетворительно объясняется меньшей плотностью коры и мантии в зоне вулканической активности. Если расчеты гравитационного влияния земной коры проведены М. Г. Коганом для четырех возможных распределений плотности в земной коре и верхней мантии исходя из зависимости между скоростями продольных волн и плотностью и принимая во внимание разброс измеренных значений скоростей сейсмических волн, то оценка гравитационного влияния холодной литосферной плиты мощностью до 60 км, погружающейся на глубину до 180 км, произведена только для разности плотности между литосферой и астеносферой, равной $0,15 \text{ г/см}^3$. Однако расчеты изменения мощности литосферы в рифтовых зонах по гравиметрическим данным, выполненные автором [55, 86] и зарубежными исследователями [249, 270], показали, что максимальная разность плотности литосферы и астеносферы не превышает $0,1 \text{ г/см}^3$ и, более вероятно, равна $0,05—0,07 \text{ г/см}^3$. Исходя из возможных пет-

рологических моделей литосферы и частичного плавления базальтовой компоненты в астеносфере также можно допустить, что астеносфера может быть на несколько сотых долей г/см^3 менее плотной, чем литосфера. Поэтому были выполнены оценки гравитационного влияния холодной литосферной плиты мощностью до 80 км, опускающейся на глубину до 300 км с разностью плотности между литосферой и астеносферой $0,05 \text{ г/см}^3$ и с учетом возможности перехода на глубинах 30—40 км базальтов коры в более плотную модификацию пород эклогита (рис. 33). Изменение плотности с глубиной в погружающейся литосферной плите и окружающей астеносфере получено исходя из характера распределения температуры в опускающейся плите толщиной около 80 км при скорости погружения 8 см в год [238] и кривых фазовых переходов для систем базальт — эклогит и перидотитовой модели верхней мантии. Более пониженные по сравнению с окружающей астеносферой температуры в погружающейся плите (почти на 400°C) приводят к тому, что переходы от плагиоклазового перидотита к более плотным модификациям гранатового перидотита в погружающейся плите происходят на меньших глубинах, чем в астеносфере. Несмотря на схематичность и неоднозначность предложенной плотностной модели строения литосферы и астеносферы в переходной зоне Курильской островной дуги эта схема позволяет оценить в первом приближении вклад в наблюдаемое аномальное поле плотностных неоднородностей коры и литосферы. Качественно сходные результаты получены П. И. Сычевым (1975) при построении плотностной модели верхней мантии по гравиметрическим и сейсмологическим данным в районе Охотского моря и Курильской островной дуги. В этой схеме верхняя часть наклонного высокоскоростного слоя от глубин порядка 200 км до подошвы земной коры характеризуется избытком плотности в среднем на $0,1—0,15 \text{ г/см}^3$ по отношению к «нормальной» мантии прилегающих районов Тихого океана. Между высокоскоростным слоем и земной корой имеется разуплотненная зона с дефицитом плотности до $—0,05 \text{ г/см}^3$. Зона верхней мантии над глубинной частью сейсмоактивного слоя (свыше 200 км) разуплотнена примерно на $0,01 \text{ г/см}^3$. Однако плотностные неоднородности связываются П. М. Сычевым только с гравитационной дифференциацией вещества мантии Земли.

Для центральной части Алеутской дуги на основании детальных сейсмоакустических, придонных геофизических исследований, а также глубинных сейсмических зондирований и непрерывных набортных гравиметрических измерений составлены разрезы земной коры и верхней мантии (рис. 34). Синтез всех этих данных выполнен с позиций новой глобаль-

ной тектоники плит [271]. Ниже даны основные результаты проведенных исследований и интерпретации.

1. Северный склон Алеутского желоба сложен мощной толщей акустически непрозрачных, деформированных осадочных отложений. Придонная съемка не обнаружила нигде на склоне желоба грабенов растяжения, по-видимому, здесь преобладают деформации сжатия. Основная зона деформаций обнажается в узкой области шириной от 0,5 до 1 км в районе

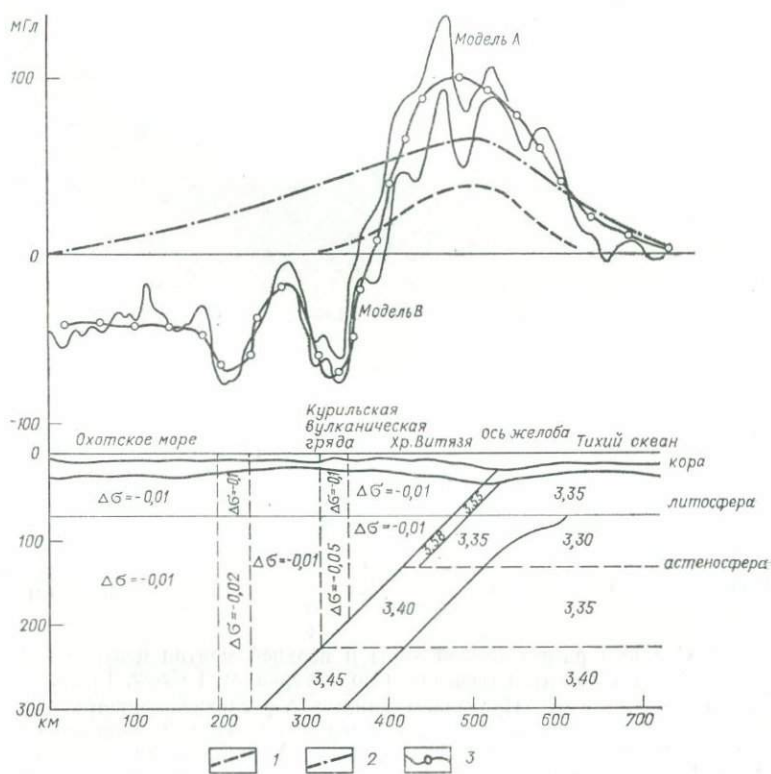


Рис. 33. Плотностная модель литосферы и астеносферы по профилю Охотское море — Курильская гряда — Тихий океан (по А. Г. Гайнанову, 1978). Кривые «модель А» и «модель В» — остаточные мантийные аномалии силы тяжести после исключения из наблюдаемой аномалии силы тяжести влияния изменения мощностей слоев земной коры, полученной по сейсмическим данным (по М. Kogan, 1975):

1 — гравитационный эффект эклогитового слоя литосферы $\Delta\sigma = +0,22$ г/см³; 2 — гравитационный эффект погружающейся плиты литосферы $\Delta\sigma = +0,05$ г/см³; 3 — суммарный гравитационный эффект плотностных неоднородностей литосферы и астеносферы

северного окончания недеформированных осадочных отложений глубоководного желоба. В этом районе первоначальной формой деформации, по-видимому, был надвиг, а не складчатость.

2. Терраса Алеутской дуги шириной около 50 км заполнена осадочной толщей мощностью около 8 км. Подводный хребет, разделяющий желоб и террасу, состоит из деформированных и несколько приподнятых осадочных отложений.

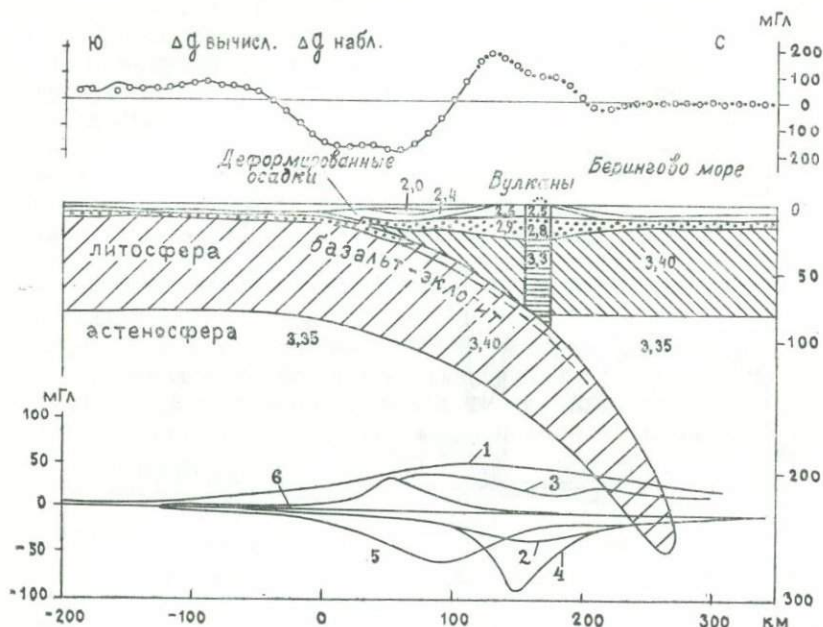


Рис. 34. Сводный разрез земной коры и верхней мантии центральной части Алеутской дуги (составлен по материалам I Grow, 1973):

3,40 — плотность, г/см^3 . Приведены кривые Δg гравитационного влияния различных слоев: 1 — литосферы; 2 — верхней мантии с пониженной на $0,1 \text{ г/см}^3$ плотностью под зоной вулканов; 3 — общее влияние мантии (1+2); 4 — общее влияние пониженной плотности коры и верхней мантии под зоной вулканов; 5 — влияние перехода базальта в эклогит на глубине 60 км; 6 — влияние перехода базальта в эклогит на глубине 20 км

3. Угол погружения зоны Бениоффа под северным склоном и террасой Алеутской дуги меньше 20° , а возможно, уменьшается до $10-5^\circ$. Отсутствие эпицентров землетрясений под террасой и регистрация мелкофокусных землетрясений севернее под южным склоном Алеутских островов заставляет предполагать резкий изгиб литосферы в этом районе от $5-10^\circ$ под террасой до $50-60^\circ$ под вулканической зо-

ной. Для уточнения конфигурации зоны Бениофа необходимо повышение точности определения гипоцентров землетрясений в этом районе.

4. Для удовлетворительного согласования наблюдаемых и вычисленных аномалий силы тяжести необходимо предположить существование высокотемпературной области под вулканической зоной с пониженной на $0,1 \text{ г/см}^3$ плотностью вещества коры и верхней мантии над погружающейся плитой литосферы.

5. На глубинах 30—40 км погружающиеся вместе с литосферной плитой породы Тихоокеанской коры переходят в более плотную модификацию пород эклогита.

Детальный анализ поясов положительных аномалий в свободном воздухе, коррелируемых с краевыми океаническими валами глубоководных желобов, показал, что удовлетворительное объяснение этим формам рельефа дна и сопутствующим им гравитационным аномалиям можно получить исходя из простой модели флексуры океанической плиты у островных дуг под влиянием горизонтальных и вертикальных сил [263].

Некоторые результаты интерпретации гравитационных аномалий переходных зон Тихого океана

Комплексная интерпретация гравиметрических и сейсмических данных позволила схематически подразделить переходные зоны Тихого океана на семь подзон:

1. Переходная зона дальневосточных (Берингово, Охотское, Японское) окраинных морей и островных дуг. Специфические особенности аномальных гравитационных полей в различных редукциях и глубинного строения коры и мантии этой зоны были подробно описаны выше.

2. Переходная зона Восточно- и Южно-Китайских морей, Филиппинских и Индонезийских островов, Ново-Гейбридских и Соломоновых островов. Для этой зоны характерны глубоководные желоба, расположенные как с океанической, так и с материковой сторон островных дуг, выдвижение второго ряда островных дуг далеко в сторону океана, погружение фокальных зон Бениофа как в сторону материка, так и в сторону океана. За исключением глубоководных желобов с интенсивными отрицательными аномалиями в свободном воздухе Индонезийская переходная зона выделяется повышенными положительными аномалиями в свободном воздухе, а также интенсивными сопряженными положительными и отрицательными изостатическими аномалиями в районах островных дуг [30].

Характерной особенностью переходной зоны Восточно-Китайское море — островная дуга Нансей (Рюкю) — Марианские острова, за исключением глубоководных желобов, является повышенное значение аномалий в свободном воздухе [167, 188]. Для шельфа Восточно-Китайского моря значения аномалий в среднем составляют $+20-30$ мГл. С переходом в котловину Окинава аномалии возрастают до $+80-100$ мГл, что свидетельствует о значительной изостатической неуравновешенности земной коры этого района. В пределах островной дуги Рюкю значения аномалий понижаются до $+20-40$ мГл. К востоку от островов Рюкю наблюдается понижение аномалий в свободном воздухе до -100 мГл и менее. При этом ось гравитационного минимума приурочена не к осевой части желоба, а смещена в сторону островной дуги. Далее к востоку над краевым океаническим валом, Филиппинской и Западно-Марианской котловиной значения аномалий возрастают до $+40-80$ мГл. Над Марианским желобом аномалии уменьшаются до -100 мГл, а над наиболее глубоководными районами желоба — до -200 мГл и менее. Над краевым валом восточнее желоба аномалии возрастают до $+60-80$ мГл. Гравитационные аномалии в редукции Буге на шельфе Восточно-Китайского моря мало отличаются от аномалий в свободном воздухе. Над котловиной Окинава аномалии Буге возрастают до $+160$ мГл, а над островами Рюкю понижаются до $+60-80$ мГл. Над Западно-Марианской котловиной аномалии Буге возрастают до $+320-360$ мГл, а над Марианскими островами понижаются до $+220$ мГл. Далее к востоку над Восточно-Марианской котловиной они возрастают до $+400$ мГл.

По аномалиям силы тяжести в редукции Буге с опорой на сейсмические данные о мощности земной коры в отдельных точках построены сводные разрезы земной коры по профилю Желтое, Восточно-Китайское море — островная дуга Рюкю — Западно-Марианская котловина — Марианская дуга — вал Капингамаранги [188], а также схема мощности земной коры для Восточно-Китайского моря и островной дуги Рюкю [167]. Однако в связи с недостаточной детальностью как сейсмических, так и гравиметрических исследований в этих районах не удастся надежно разделить источники гравитационных аномалий на коровые и мантийные. Построенные по гравиметрическим данным в предположении постоянной плотности коры и верхней мантии разрезы земной коры являются интерполяцией и экстраполяцией редких сейсмических определений мощности земной коры и дают лишь очень схематическое осредненное положение подошвы земной коры. Максимальной мощностью земной коры (около 30 км) по гравиметрическим данным характеризуются шельф Желтого и Восточно-Китайского морей. Под западным склоном жело-

ба Рюкю мощность земной коры превышает 20 км, а под западным склоном Марианского желоба она около 18 км. Значительная мощность коры около 22—24 км устанавливается в котловине Окинава. Мощность земной коры резко сокращается (до 4—6 км, глубина границы Мохоровичича около 10 км) в пределах осевых частей желобов Рюкю и Марианского и под Марианской котловиной. Отмечаемое различие между теоретической мощностью коры, соответствующей изостатическому уравниванию рельефа по гипотезе Эри, и вычисленной по гравиметрическим данным свидетельствует о нарушении изостазии в данном районе. В большинстве случаев нарушение изостазии связано с дефицитом мощности коры и только на западном склоне желоба Рюкю выявляется избыток ее мощности, что сопоставимо с нарушениями изостазии в районе других желобов северо-западной части Тихого океана (Алеутского, Курило-Камчатского и Японского). Однако по дефициту мощности коры, достигающей 6 км, котловина Окинава сильно отличается от котловин других окраинных морей, где нарушения изостазии сравнительно небольшие, хотя имеют тот же характер. Наиболее резкая дифференциация по величине и наибольшие значения теплового потока (от 2,47 до 5,68 μ кал/см²с) наблюдаются также в котловине Окинава.

3. Восточно-Австралийская переходная зона. Эту зону можно разделить на два крупных региона, каждый из которых в свою очередь подразделяется на более мелкие районы, отличающиеся между собой глубинным строением коры и верхней мантии [48, 76]. Первый регион, северный, включает переходную зону северо-восточной Австралии, Коралловое море, Соломоновы острова, острова Новые Гебриды и Новая Каледония, Северо-Фиджийскую котловину. Эта зона тяготеет к Индонезийской переходной зоне, особенности строения которой были рассмотрены выше. Второй, южный регион, включает переходную зону Восточной Австралии, Тасманово море, подводные хребты Лорд-Хау и Норфолк с разделяющей их Новокаледонской котловиной, Южно-Фиджийскую котловину, а также островную дугу Тонга-Кармадек, кулисообразно соединяющуюся по Альпийскому разлому в Новой Зеландии с дуговой структурой островов Маккуори-Баллени. Границей между этими двумя регионами служит глубинный разлом, проходящий от северо-западного изгиба дуги Тонга-Кармадек южнее островов Фиджи до юго-восточного окончания Новоггебридской дуги.

Если в первом регионе встречаются формы рельефа как субширотного, так и субмеридионального простираения, то во втором преобладают меридиональные и субмеридиональные формы рельефа.

В северном регионе глубоководные желоба примыкают к

грядам островных дуг (за исключением желоба Витязя) с материковой стороны, а в южном глубоководные желоба расположены с океанической стороны. В северном регионе гипотендры землетрясений сосредоточены в фокальной зоне, погружающейся в сторону Тихого океана на глубину до 700 км, в южном — наклон фокальной зоны как обычно от Тихого океана к его материковому обрамлению. Угол наклона в южном регионе меньше, чем в северном, $58-60^\circ$. Измерения силы тяжести указывают на несколько повышенные значения аномалий в свободном воздухе в северном регионе по сравнению с южным. Например, котловина Ново-Гвинейского моря выделяется положительными (до $+74$ мГл) аномалиями. Северная часть Кораллового моря также характеризуется повышенными значениями аномалий $+50$ мГл. Котловине Тасманова моря свойственны преимущественно небольшие отрицательные аномалии. Гравиметрические съемки, выполненные на Соломоновых островах, о-ве Новая Британия и других выявили интенсивные положительные аномалии силы тяжести как в редукциях в свободном воздухе, так и в редукции Буге. В Новой Зеландии аномалии Буге понижаются до отрицательных значений.

Наблюдения за траекториями искусственных спутников Земли также подтверждают региональные отличия в гравитационном поле северного и южного регионов рассматриваемого сектора Тихоокеанской переходной зоны. Эти различия, вероятно, обусловлены глубинными причинами, охватывающими верхнюю мантию до глубин $600-700$ км. Возможно, одним из отличий является несколько повышенная плотность верхней мантии (литосферы) под северным регионом рассматриваемой области. На это кроме гравиметрических данных указывают и результаты отдельных сейсмических исследований, которые выявили повышенные, граничные скорости у поверхности M в Коралловом море, Северо-Фиджийской котловине, у островов Фиджи и Новые Гебриды. Повышенная мощность литосферы и погружение ее на максимальные глубины $600-700$ км вдоль сейсмофокальных зон создают, по видимому, дополнительный положительный гравитационный фон в этой области. Геологические, батиметрические и геофизические данные позволяют выделять в структуре переходной области от Австралии к Тихому океану три зоны. Первая, или внутренняя зона, примыкающая с востока к Австралийской платформе, в значительной части состоит из палеозойских или раннемезозойских складчатых сооружений. Древние комплексы выходят на поверхность суши кроме Австралии и Тасмании на западном и южном берегах Новой Зеландии, на о. Стюарт, на южном берегу Новой Гвинеи. К внутренней зоне относятся так же поднятие Лорд-Хау, Новозеландское плато. По гравиметрическим и сейсмическим данным

максимальная мощность земной коры под центральной частью поднятия Лорд-Хау достигает 28 км. Сейсмические исследования по методу отраженных волн показали, что гребень поднятия Лорд-Хау покрыт горизонтально залегающими осадочными отложениями мощностью около 400 м. На северо-восточном и юго-западном флангах поднятия мощность осадков возрастает соответственно до 1000 и 700 м. Под двухслойной осадочной толщей залегает неровное основание. На северо-восточном фланге выявлено небольшое угловое несогласие между горизонтально залегающим верхним слоем и наклонно залегающим нижним осадочным слоем. Предполагается, что несогласие является первоначальным эрозионным уровнем. Вероятно, второй осадочный слой на фланге поднятия Лорд-Хау какое-то время до отложения осадков первого слоя находился близ уровня моря, а гребень поднятия мог быть соответственно на несколько сотен метров выше уровня моря. Погружение поднятия Лорд-Хау доказывается также наличием плосковершинных подводных гор на гребне поднятия [258]. По данным сейсмических исследований по методу отраженных волн некоторые из этих подводных гор покрыты осадочной толщей мощностью 500—800 м. Весьма вероятно их вулканическая природа. Возраст этих гор предположительно среднетретичный — позднемеловой.

Сейсмические исследования по методу преломленных волн выявили континентальный тип коры Новозеландского плато промежуточной мощности.

К востоку от внутренней зоны выделяется вторая, или средняя зона. Она включает складчатые системы Новой Гвинеи (п-ов Папуа), архипелага Луизиана, о. Реннель, Новой Каледонии, подводного хребта Норфолк, Новой Зеландии, за исключением ее более древних юго-западных окраин и более молодой зоны, протягивающейся по восточному побережью Северного острова, поднятия Чатем. В этой зоне отчетливо проявилась юрская и нижнемеловая складчатость, сильно переработанная последующими движениями. Иногда эта зона называется Меланезийским геосинклинальным поясом. По сейсмическим и гравиметрическим данным мощность земной коры подводного хребта Норфолк достигает 22 км. Батиметрические и магнитные съемки, выполненные над хребтом Норфолк, доказали блоково-сбросовую структуру хребта. Западный хребет отделен от основного грабеном — желобом Ванганелла. Поднятие Чатем характеризуется субконтинентальным типом земной коры и отделяется от Новозеландского плато желобом Боунти.

Третью, внешнюю Меланезийско-Кермадекскую, зону составляют островные дуги, пояс наиболее молодой складчатости, неоген-четвертичного вулканизма, высокой сейсмичности, интенсивных аномалий силы тяжести как в редукциях в сво-

бодном воздухе, Буге и изостатических. К этой зоне относятся два ряда геантиклинальных поднятия — южный и северный, разделенные неглубокими котловинами. Местами оба ряда сливаются в один. Южный ряд геантиклиналей составляют северная часть о-ва Новая Гвинея о. Новая Британия, южная гряда Соломоновых островов, острова Новые Гебриды, подводный хребет Хантер, о. Фиджи и подводный хребет Колвил-Лау. Северный ряд образуют остров Новая Ирландия, северная гряда Соломоновых островов, острова Увеа (Уоллис), Хорн, подводный хребет Тонга и Кермадек. Внешняя зона с юго-запада и востока окаймляется почти непрерывными рядами глубоководных впадин и желобов. Молодые структуры внешней зоны, постепенно суживаясь, прослеживаются на юг по восточному побережью Новой Зеландии. Желоб Хавре, разделяющий подводные хребты Колвил-Лау и Тонга-Кермадек, продолжается в вулканически активном грабене Таупе, а подводный хребет Тонга-Кермадек — в восточнобереговых хребтах Северного острова Новой Зеландии. Желоб Тонга-Кермадек продолжается к югу в желоб Хикурауги. Еще далее к югу структуры дуги Тонга-Кермадек, по-видимому, перерождаются в узкую грабенообразную, местами, возможно, дислоцированную структуру, которая протягивается между палеозойским массивом Южного острова, о. Стьюарт и островов Тэ-Снэрс, с одной стороны, и островами Окленд и Кэмпбелл — с другой. Геантиклинали подводного хребта Маккуори в районе 50 и 60° ю. ш. образуют слабо изогнутую дугу. Она обращена выпуклой стороной на запад. С западной стороны перед фронтом располагаются небольшие желоба. С северо-восточной стороны между дугой Маккуори и Новозеландским плато располагаются желоб Соландер и котловина Эмералд. Возможно, северным продолжением желоба Соландер является впадина Уаиау на южной оконечности о. Новой Зеландии, выполненная меловыми и кайнозойскими дислоцированными отложениями. На карте изостатических аномалий силы тяжести вдоль юго-западного побережья южного острова в районе Фиордланда выделяется положительная аномалия с амплитудой +160 мГл. Простирание изостатической, магнитной аномалий в северной части хребта Маккуори северо-восточное. Положительные гравитационная и магнитная аномалии совпадают с осью пояса высокой мелкофокусной сейсмичности. Таким образом, весь комплекс геологических, геофизических и геоморфологических данных доказывает продолжение структуры островной дуги Маккуори в юго-западной части южного о. Новой Зеландии до зоны Альпийского разлома.

Сейсмические исследования по методу преломленных волн, проведенные в районе желоба Тонга, выявили небольшой мощности рыхлые осадочные отложения, подстилаемые

вторым слоем со скоростью продольных волн 5,1—5,3 км/с. Максимальная мощность слоя около 4 км обнаружена у подводного хребта Тонга. В районе внешнего хребта и в южной котловине Тихого океана мощность этого слоя резко уменьшается. Третий слой со скоростью продольных волн 6,5—7,0 км/с характеризуется мощностью 5—6 км, а под желобом она увеличивается до 8—9 км. Граничная скорость у поверхности Мохоровичича 8,1—8,2 км/с. Однако под хребтом Тонга и западным склоном желоба обнаружен слой с граничной скоростью 7,6 км/с, а поверхность с граничной скоростью 8,1—8,2 км/с не выявлена. Для согласования наблюдаемых и вычисленных аномалий силы тяжести приходится допустить, что мощность слоя со скоростью продольных волн 7,6 км/с и плотностью 3,2 г/см³ под хребтом Тонга составляет более 25 км, возможно, нижняя граница этого слоя погружается под хребтом на глубину до 40 км.

Такие же пониженные граничные скорости (7,5—7,8 км/с) у поверхности Мохоровичича обнаружены под Курильской островной дугой, а также под рифтовыми зонами срединных океанических хребтов. Детальные геоморфологические и магнитные исследования в южной части Тонга-Кермадекской островной дуги выявили некоторые черты сходства с морфологией и структурой срединных хребтов. Резкая расчлененность рельефа дна с рифтовым ущельем-желобом Хавре, с интенсивной отрицательной магнитной аномалией над этим желобом: наличие мощной толщи аномальной верхней мантии с пониженной плотностью — все это характерно и для структуры срединных хребтов. Однако наличие глубокофокусных землетрясений, падение фокальной зоны от океана в сторону материка под углом 45—60°, преобладание в очагах землетрясений напряжений сжатия, перпендикулярных простиранию дуги, — все это не характерно для срединных хребтов и типично для структур островных дуг. Одно из удовлетворительных возможных объяснений этим фактам можно получить исходя из гипотезы тектоники литосферных плит. Растяжение коры позади островных дуг может происходить в процессе поддвигания литосферной плиты под системы островных дуг. В результате разогрева погружающейся литосферы образуется термальный мантийный диапир, который, всплывая, растягивает и утоняет земную кору [117].

На рис. 35 приведен сводный разрез коры и верхней мантии, составленный по сейсмическим и гравиметрическим данным, на котором прослеживается глубинная структура переходной зоны от Австралии до желоба Тонга. Глубоководные котловины с океанической корой — Новокаледонская и Южно-Фиджийская с ограничивающими их островными дугами, Коралловое и Тасманово моря, являются характерными структурами Австралийской переходной зоны Тихого океана.

Подводные хребты Лорд-Хау и Норфолк характеризуются повышенной мощностью и континентальным типом строения земной коры.

4. Антарктическая переходная зона. По гравиметрическим данным мощность земной коры уменьшается от 30—35 км на материке Антарктиды до 8—10 км в котловине Тихого океана. Аномалии Буге соответственно возрастают от слабо-

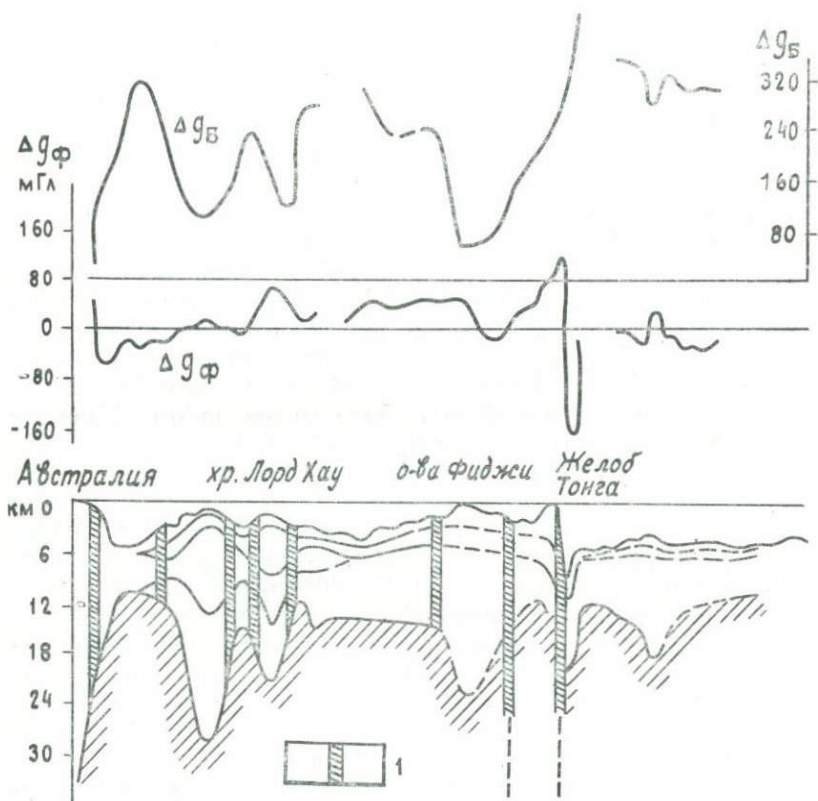


Рис. 35. Разрез земной коры южной части Тихого океана по гравиметрическим и сейсмическим данным (по А. Г. Гайнанову и др., 1974):

1 — зона разломов

положительных до больших положительных (+200—300 мГл) значений. Такое изменение мощности земной коры весьма характерно для Атлантического типа переходных зон. Более подробно строение переходных зон такого типа будет рассмотрено для наиболее детально изученных переходных зон Атлантического и Индийского океанов.

5. Переходная зона Южной Америки. По характеру изменения аномалий силы тяжести в различных редукциях вдоль рассматриваемой переходной зоны, а также по различиям в формах рельефа и другим геолого-геофизическим данным переходную зону от южной Америки к Тихому океану можно подразделить на четыре области. Первая область включает в себя переходную зону к северу от вала Карнеги и непосредственно примыкает к Центрально-Американско-Карибской переходной зоне. Вторая область — переходная зона от вала Карнеги до хребта Наска. Третья область включает в себя протяженную на многие сотни километров переходную зону от хребта Наска до Западно-Чилийского поднятия. Четвертая область простирается к югу от Западно-Чилийского поднятия и непосредственно примыкает к переходной зоне моря Скотия.

Вдоль второй и третьей областей переходной зоны от вала Карнеги на севере до 40° ю. ш. тянется узкой почти непрерывной впадиной параллельно западному побережью южной Америки Перуанско-Чилийский желоб. Максимальные отрицательные значения аномалий в свободном воздухе — 223 мГл обнаружены над глубоководным желобом к западу от порта Антофагаста [217]. Интенсивность отрицательных аномалий в северной части Перуанско-Чилийского желоба уменьшается и не превышает —115 мГл. Над краевым океаническим валом к западу от Перуанско-Чилийского желоба аномалии резко возрастают. Так, к западу от портов Антофагаста и Арика (в Чилийской области переходной зоны) аномалии над краевым валом достигают соответственно +36 и +54 мГл. В северной части Перуанско-Чилийского желоба (Перуанская область переходной зоны) возрастание аномалий над краевым валом выражено не так ярко. Здесь аномалии редко возрастают до положительных значений, не превышающих +5—7 мГл. К западу от краевого вала в котловинах аномалии близки к нулю и не превышают ±20 мГл. Аномалии силы тяжести в редукции Буге ($\sigma=2,67$ г/см³) в районе Антофагаста и Вальпарансе изменяются от +300 мГл в котловинах Тихого океана (в районе Арика от +340 мГл), +50 мГл на Тихоокеанском побережье Южной Америки до —300 мГл на гребне Анд. При этом краевой океанический вал отмечается некоторым возрастанием аномалий силы тяжести и в редукции Буге. Над валом Карнеги аномалии Буге не превышают +190 мГл. Перуанско-Чилийский глубоководный желоб характеризуется интенсивными отрицательными изостатическими аномалиями силы тяжести до —150 мГл, причем ось минимума аномалий располагается восточнее оси желоба, т. е. смещена в сторону континента. Горизонтальный градиент изостатических аномалий в южной части (в Чилийской области переходной зоны) в 2—3 раза больше (макси-

мальный градиент 47 этвеш), чем в северной области (максимальный градиент 15 этвеш). К западу от желоба над краевым океаническим валом наблюдается полоса положительных изостатических аномалий. Причем интенсивность положительных аномалий в южной части достигает +100 мГл, а в северной не превышает +30 мГл. Сейсмические исследования по методу преломленных волн, проведенные на двух участках Перуанско-Чилийского желоба, позволили построить разрезы земной коры для Перуанского и Чилийского желобов. Несмотря на значительное разнообразие их форм рельефа строение коры по этим двум профилям отличается друг от друга незначительно и мощность коры под осью желоба примерно одинакова. На западной, океанической стороне Чилийского желоба кора приблизительно на 2 км толще, чем в Перуанской области. Оба разреза продолжены на некоторое расстояние к востоку от берега для выяснения характера изменения строения земной коры при переходе от океанической к континентальной коре под Андами. Опираясь на сейсмические данные о мощности и составе земной коры по профилю, пересекающему Перуанско-Чилийский желоб и Анды на участке между Антофагастой и Вальпараисе, нами были вычислены изменения аномалий силы тяжести в редукции Буге, обусловленные изменением мощности и структуры земной коры [43, 44, 67]. Эти расчеты показали, что наблюдаемые аномалии силы тяжести не удается полностью объяснить только изменениями мощности различных слоев земной коры, полученными по сейсмическим данным. Методом подбора и последовательных приближений были выделены в верхней мантии блоки с плотностями, отличающимися на 0,1—0,2 г/см³. Несмотря на схематичность и неоднозначность выполненной интерпретации эти расчеты позволили оценить возможные пределы плотностных неоднородностей в верхней мантии, а также горизонтальные и вертикальные размеры разноплотных блоков верхней мантии. При этом намечилось некоторое тяготение гипоцентров мантийных землетрясений к нижним границам блоков верхней мантии с пониженной плотностью. Протяженный блок верхней мантии с пониженной плотностью выявляется под вулканическим поясом Анд.

На основании комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных в Чилийской переходной зоне американскими геофизиками была выделена остаточная «мантийная» аномалия амплитудой до —115 мГл в районе глубоководного Чилийского желоба [232]. Остаточная «мантийная» аномалия удовлетворительно согласуется с предложенной ими плотностной моделью, погружающейся на глубину до 300 км вдоль сейсмофокальной зоны под Анды литосферной плиты мощностью около 80 км. При этом изменение

плотности в литосфере и астеносфере с глубиной оценено исходя из характера распределения температуры в погружающейся плите толщиной около 80 км при скорости погружения 8 см в год и перидотитовой модели верхней мантии. Разность плотностей между литосферой и астеносферой до глубин 300 км принята $0,05 \text{ г/см}^3$. Учтена также возможность фазового перехода базальта океанической коры мощностью около 8 км в эклогит на глубинах от 30 до 150 км с увеличением плотности до $3,66\text{--}3,58 \text{ г/см}^3$ (разность плотностей на этих глубинах между эклогитовым слоем литосферы и астеносферой до $0,28 \text{ г/см}^3$). Максимальное гравитационное влияние эклогитового слоя литосферы достигает $+60 \text{ мГл}$ в береговой зоне. Суммарное гравитационное влияние погружающейся литосферы с учетом влияния эклогитового слоя над осью глубоководного желоба достигает $+100 \text{ мГл}$, а максимум гравитационного эффекта погружающейся плиты до $+170 \text{ мГл}$ отмечается у береговой линии. Отсутствие надежных сейсмических определений мощности земной коры под Андами не позволило американским исследователям выделить зону уменьшения плотности в верхней мантии под вулканическим поясом Анд. Однако наличие такой зоны под вулканическим поясом Анд вполне реально, так как аномальный эффект погружающейся плиты над вулканическим поясом достигает $+150 \text{ мГл}$, в то время как наблюдаемые аномалии в свободном воздухе в среднем $+100 \text{ мГл}$.

6. Переходные зоны Центрально-Американско-Карибская и моря Скотия. По геоморфологическим признакам и особенностям аномального гравитационного поля в различных редуциях Центрально-Американская переходная зона может быть разделена на два региона. Первый регион включает в себя переходную зону северной части Южно-Американского континента от экватора до Панамского перешейка, между подводными хребтами Карнеги и Кокосовым. Второй регион охватывает переходную зону к северу от Кокосового хребта, примерно до 20° с. ш.

Основной морфоструктурной особенностью первого региона является тот факт, что глубоководный желоб, который протягивается параллельно краю материка во всей переходной зоне Южной и Центральной Америки, на этом участке не находит своего выражения в рельефе дна. Протягивающийся южнее Перуанско-Чилийский желоб заканчивается там, где к Южно-Американскому континенту подходит вал Карнеги.

Анализ гравитационных аномалий в различных редуциях позволяет предположить существование погребенного под осадками желоба с меньшей амплитудой опускания фундамента вдоль всей переходной зоны этого региона. Среднее значение величины теплового потока в целом для этого ре-

гиона близко к 3μ кал/см²с, при этом зона максимальных величин протягивается вдоль вала Карнеги и параллельно Кокосовому хребту. Интересно отметить, что зона максимальных величин теплового потока совпадает с расположением зоны наибольшей сейсмичности этого региона. Причем весьма характерно отсутствие очагов с глубинами более 70 км.

Имеющиеся геофизические данные подтверждают мнение о том, что на глубинную структуру коры и верхней мантии данного региона оказывает влияние предполагаемая рифтовая зона, ось которой протягивается от экватора на северо-восток, приблизительно параллельно Кокосовому хребту, но восточнее его. Исследования аномального магнитного поля в пределах Галапагосского поднятия и системы хребтов Карнеги и Кокосового выявили типичную для срединно-океанических хребтов картину симметрично расположенных линейных магнитных аномалий. Бурение в Панамской котловине подтвердило представления об относительной молодости ее коры — плейстоценовые и плиоценовые осадочные отложения мощностью 254 м подстилаются базальтовыми лавами верхнемиоценового возраста [139].

Второй регион Центрально-Американской переходной зоны подводным хребтом Теуантепек делится на две части — южную, где Центрально-Американский желоб более глубокий, и северную — с меньшими глубинами дна желоба. Глубинные сейсмические исследования в этом регионе выявили тонкую (мощностью около 5—6 км) трехслойную кору: рыхлый осадочный слой со скоростью продольных волн $V_p=2,2$ км/с, второй океанический слой с $V_p=5,7$ км/с и основной океанический слой с $V_p=6,8$ км/с. Под Центрально-Американским желобом, глубиной около 6 км и далее к побережью мощность земной коры возрастает до 12—17 км, и в разрезе кроме рыхлых осадков появляются уплотненные осадочные отложения с $V_p=3,2—4,4$ км/с мощностью 6—8 км. Для удовлетворительного согласования наблюдаемых и вычисленных по сейсмическому разрезу земной коры аномалий силы тяжести приходится предположить, что под западным склоном желоба и краевым океаническим валом вещество верхней мантии более плотное, чем под восточным склоном желоба. Хотя распределение теплового потока в этой области весьма сложное, однако достаточно надежно намечается приуроченность повышенных значений теплового потока к блокам с пониженной плотностью вещества верхней мантии. В отличие от южноамериканского региона здесь отсутствуют глубокофокусные землетрясения и максимальная глубина очагов едва достигает 250 км и они образуют фокальную зону, падающую под углом около 35° под континент и выходящую на поверхность дна в глубоководном желобе.

Таким образом, вдоль всей Тихоокеанской переходной зо-

ны Центральной Америки от Кокосового хребта на юге до Восточно-Тихоокеанского поднятия на севере и западе, в значительной степени сохраняются основные закономерности глубинной структуры коры и верхней мантии, свойственные Южно-Американской переходной зоне. Однако глубинные процессы, приводящие к нарушению изостазии по периферии Тихого океана, в рассматриваемом секторе выражены значительно слабее, чем в Южно-Американском. Это приводит к меньшим амплитудам рельефа желоба и сопряженного с ним хребта и, кроме того, фиксируется меньшими амплитудами изостатических аномалий.

Совместный анализ аномалий силы тяжести в различных редукциях с сейсмическими и другими геофизическими данными позволяют наметить в Карибском регионе целую серию дуговых структур как развивающихся в настоящее время, так и отмирающих. Наиболее древняя из них дуга, гребень которой протягивается по подводному хребту Беата к хребтам на юге о. Гаити. Следующая дуговая структура образует подводный хребет Авес — не полностью скомпенсированное поднятие и котловину Гренада — не полностью скомпенсированный и засыпанный осадками прогиб океанического фундамента. Ее структурным продолжением являются Подветренные острова (южная часть Малых Антильских), а также зона отрицательных аномалий, протягивающаяся южнее Подветренных островов, продолжающаяся на континент в пределах Венесуэльского залива. Наконец, собственно Антильская дуга, характеризующаяся интенсивными аномалиями силы тяжести в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической — зона наиболее интенсивной динамики — захватывающая Надветренные острова (восточную часть Малых Антильских) и нескомпенсированную зону прогиба с весьма сложным строением коры. Наконец, в пределах южной, прилегающей к континенту, части прогиба Антильской дуги, вероятно, начинается зарождающаяся новая дуговая структура — Барбадосское поднятие и желоб к востоку от него. Восточный участок Антильской дуги, состоящий из трех дуговых структур, отделяется от западного, субширотного, глубинным разломом Анегадо.

Земная кора Карибского региона в целом характеризуется несколько повышенной по сравнению с океаном мощностью. Наибольшей величины она достигает под островными дугами (30 км) и подводными поднятиями (15—25 км) и уменьшается под впадинами (10—15 км). Осадочные отложения развиты в Карибском регионе почти повсеместно. Верхняя часть осадков представлена рыхлыми полууплотненными и в меньшей степени уплотненными породами со скоростями продольных волн от 1,7 до 4,2 км/с. Их мощность колеблется от нескольких сотен метров до 3 км, увеличива-

ясь лишь в некоторых районах. Так, в южных частях Колумбийской впадины и во впадине Гренада мощность осадков достигает 8 км, во впадине Тобаго и Барбадос — 10 км. Осадочная толща залегает на различных по скоростным характеристикам комплексах. Однако на многих участках непосредственно подстилаются слоями, характеризующимися скоростями продольных волн от 4,3 до 4,9 км/с. По-видимому, эти слои представлены сильноуплотненными осадочными, иногда вулканическими, породами.

Переходная зона моря Скотия изучена гораздо менее подробно; чем Карибского региона. Имеющиеся гравиметрические и другие геофизические данные показывают, что глубинное строение и особенности аномального гравитационного поля в этих регионах во многом подобны [129].

7. Северо-Американская переходная зона. Характерной особенностью Северо-Американской переходной зоны Тихого океана является наложение на эту область северного поднятия Восточно-Тихоокеанского поднятия. На схеме осредненных аномалий силы тяжести эта зона выделяется обширной областью отрицательных аномалий в свободном воздухе и пониженными аномалиями Буге.

В пределах рассматриваемой зоны по характеру рельефа дна и аномальным гравитационным полям можно выделить три крупных блока, заключенных между зонами субширотных разломов Клариян, Меррей, Мендосино и Алеутским желобом. Отличительной чертой этих блоков является уровень их поверхности, который резко меняется по уступам, и интенсивные аномалии в свободном воздухе (рис. 36). Сейсмические исследования показали, что эти разломы имеют взбросово-сбросовый характер и нарушают слоистую структуру литосферы океана до глубин свыше 12—15 км. Кроме того, здесь наблюдается значительное изменение скоростей сейсмических волн на границе Мохоровичича. При подборе плотностной модели американские геофизики предполагают значительные ($\Delta\sigma=0,37$ г/см³) плотностные неоднородности в верхней мантии на глубинах 10—30 км. Однако наличие столь значительных плотностных неоднородностей в верхней мантии трудно обосновать петрологическими моделями и изменениями температуры и давления на таких глубинах. Французские исследователи эти же данные проинтерпретировали с позиций новой глобальной тектоники плит [249]. Наблюдаемые характерные аномалии над трансформным разломом Мендосино были сравнены с рассчитанными над различными моделями литосферы. При этом плотность литосферы постепенно уменьшалась от 3,4 г/см³ непосредственно под земной корой, до 3,23 г/см³ у подошвы литосферы. Средняя разность плотности между литосферой и астеносферой $\Delta\sigma=0,09$ г/см³. Разность в возрасте плит литосферы к севе-

ру и к югу от разлома в районе исследованного профиля 30 млн. лет. Соответственно такому значительному различию в возрасте в этом районе контактируют по трансформному разлому литосферные плиты с различной мощностью. Наилучшее совпадение наблюдаемых и вычисленных аномалий в свободном воздухе получено для более древней литосферы мощностью 75 км к югу от разлома и 12 км к северу от разлома. Такое резкое изменение мощности литосферных плит вдоль трансформных разломов создает характерные аномалии краевого эффекта.

Субширотные разломы Северо-Американской переходной

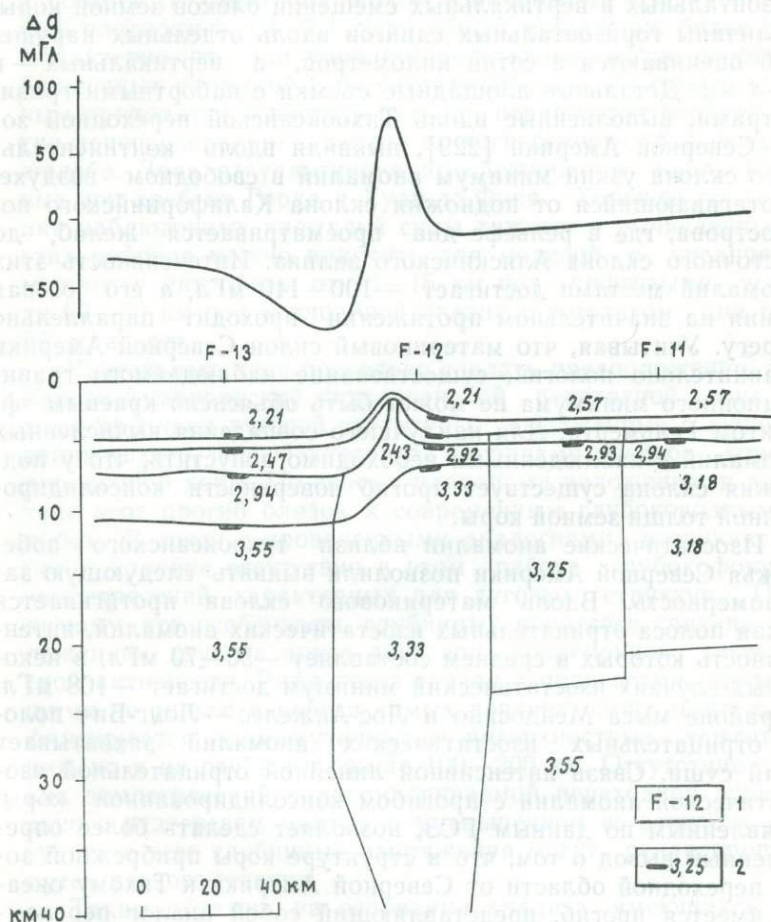


Рис. 36. Разрез земной коры и верхней мантии через разломную зону Мендосино вдоль $127^{\circ} 30'$ з. д. (по P. Dehlinger et al., 1970):
1 — сейсмические пункты; 2 — плотность, г/см^3

зоны Тихого океана находят свое четкое отражение в характере аномального магнитного поля в виде разрывов и сдвигов осей субмеридиональных полосовых аномалий. По магнитным данным и по морфологии рельефа дна в пределах рассматриваемой области помимо разломов, ограничивающих наиболее крупные геоблоки, выделяются нарушения Молокаи, Пайонир и др. Кроме того, детальный анализ аномального магнитного поля в этом районе позволил выявить серии более мелких нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Резкие изгибы магнитных аномалий вдоль линий разломов интерпретируются как следствие горизонтальных и вертикальных смещений блоков земной коры. Величины горизонтальных сдвигов вдоль отдельных нарушений оцениваются в сотни километров, а вертикальных — в 2—4 км. Детальные площадные съемки с набортными гравиметрами, выполненные вдоль Тихоокеанской переходной зоны Северной Америки [229], выявили вдоль континентального склона узкий минимум аномалий в свободном воздухе, протягивающийся от подножия склона Калифорнийского полуострова, где в рельефе дна просматривается желоб, до восточного склона Аляскинского залива. Интенсивность этих аномалий местами достигает $-100-140$ мГл, а его осевая линия на значительном протяжении проходит параллельно берегу. Учитывая, что материковый склон Северной Америки сравнительно пологий, существование наблюдаемого гравитационного минимума не может быть объяснено краевым эффектом Гельмерта. Для наилучшего совпадения вычисленных аномалий с наблюдаемыми необходимо допустить, что у подножия склона существует прогиб поверхности консолидированной толщи земной коры.

Изостатические аномалии вблизи тихоокеанского побережья Северной Америки позволили выявить следующую закономерность. Вдоль материкового склона протягивается узкая полоса отрицательных изостатических аномалий, интенсивность которых в среднем составляет $-50-70$ мГл; в некоторых случаях изостатический минимум достигает -108 мГл. В районе мыса Мендосино и Лос-Анжелес — Лонг-Бич полоса отрицательных изостатических аномалий захватывает край суши. Связь интенсивной линейной отрицательной изостатической аномалии с прогибом консолидированной коры, выявленным по данным ГСЗ, позволяет сделать более определенный вывод о том, что в структуре коры прибрежной зоны переходной области от Северной Америки к Тихому океану имеется прогиб, представляющий собой аналог перекомпенсированного глубоководного желоба, заполненного осадками. На основании изостатических аномалий он протягивается до 50° с. ш. Не исключена вероятность, что этот прогиб продолжается и далее на север, смыкаясь в Аляскинском

заливе с восточным продолжением Алеутской глубоководной впадины. Основанием для такого предположения служат данные сейсмического зондирования, полученные над тихоокеанским континентальным склоном Аляски [248]. Здесь в структуре коры выявлены характерные поднятия и прогиб фундамента, подобные Алеутской гряде и впадине. На рис. 37 приведен сводный разрез земной коры и верхней мантии, составленный американскими геофизиками по сейсмическим и гравиметрическим данным (аномалии в свободном воздухе в океане, аномалии Буге на континенте), на котором четко выделяется узкий минимум аномалий в свободном воздухе и соответствующий ему желоб, заполненный осадочной толщиной плотностью 2,0—2,4 г/см³ общей мощностью более 6 км. Характерно, что для удовлетворительного согласования наблюдаемых аномалий с рассчитанными по сейсмическим данным приходится допустить разуплотнение пород верхней мантии непосредственно к западу от погребенного под осадками желоба. Зона разуплотнения прослеживается вдоль рифтовых зон хребтов Горда и Хуан-де-Фука. Хорошее согласование наблюдаемых аномалий силы тяжести с вычисленными в этих районах можно получить для моделей с увеличением мощности литосферы от 10—15 км под рифтовыми зонами до 60—70 км под котловиной океана с возрастом дна около 80 млн. лет.

Вышеизложенное позволяет сделать предположение, что в Северо-Американской тихоокеанской переходной зоне имеются признаки дуговой структуры, выраженные в существовании узкого, погребенного под осадками прогиба консолидированной коры. По своему плановому положению и амплитуде этот прогиб близок к современным глубоководным желобам. В связи с проведенными аналогиями возникает вопрос о причине отсутствия в этом районе глубокофокусных землетрясений, характерных для дуговых структур. По-видимому, эта особенность глубинных процессов связана с наложением друг на друга двух зон современной тектонической активности. Рифтогенез связан с процессами, протекающими не только в коре и самых верхних слоях мантии, где фиксируются промежуточные и поверхностные землетрясения, но и на глубинах свыше 100—200 км. Отсутствие глубоких землетрясений в рассматриваемой переходной зоне связано с разогревом мантии и уменьшением ее вязкости, в результате чего глубинные напряжения могут релаксироваться путем вязкого течения.

Таким образом, на основании анализа имеющихся геофизических данных можно сделать вывод о том, что Северо-Американская переходная зона Тихого океана представляет собой область развития двух основных типов структур: рифтовой, представляющей собой северное продолжение Восточ-

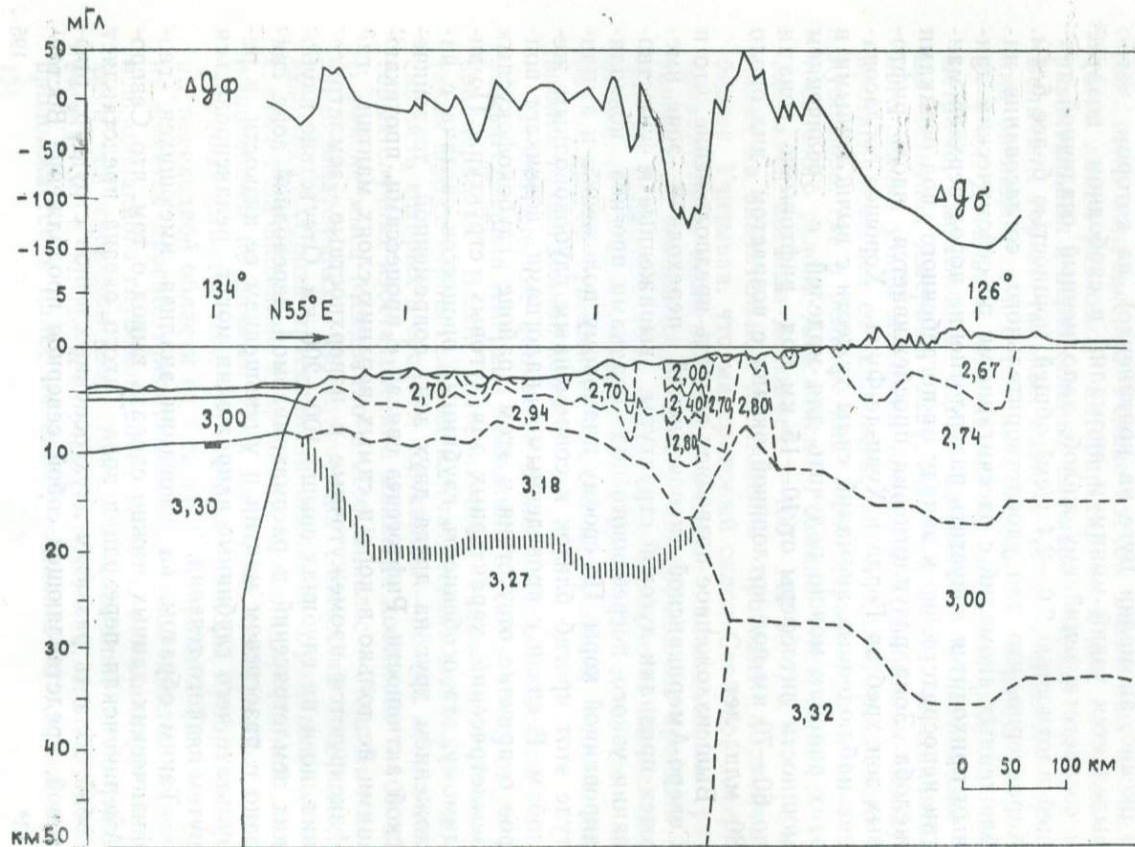


Рис. 37. Разрез земной коры и верхней мантии по профилю Северная Америка — залив Аляска (по Р. Dehlinger et al., 1970)
2,67 — плотности, г/см^3

но-Тихоокеанского поднятия, и дуговой — сопряженных между собой гряды Береговых хребтов и заполненной осадками узкой впадины в консолидированной толще коры. Современные тектонические процессы в этой области характеризуются в большей степени признаками рифтогенеза: сейсмической активностью на глубинах 50—60 км, повышенным тепловым потоком, образованием характерного рельефа дна в виде широкого поднятия, слагающего тихоокеанский материковый склон Северной Америки, и наличием поперечных разломов, смещающих осевую часть хребта. Кроме того, здесь имеют место типичные для рифтовых структур интенсивные полосовые магнитные аномалии. На существование в этой области особенностей строения коры, характерных для дуговых структур, указывают такие признаки, как рельеф кровли консолидированной толщи коры и наличие узкого изостатического минимума над погребенным прогибом.

Переходные зоны Атлантического океана

Сейсмические исследования в переходных зонах Атлантического океана показали, что в области шириной 100—150 км мощность земной коры изменяется от 30—35 км на континентах до 6—12 км в котловинах Атлантического океана, что соответствует изостатической уравновешенности земной коры, близкой к гипотезе Эри. В гравитационных аномалиях в свободном воздухе над такими структурами ярко проявляется влияние краевого эффекта. Краевой эффект есть не что иное, как проявление гравитационного влияния изменения высоты (глубины) поверхности рельефа и соответствующего изменения глубины залегания поверхности компенсации (подошвы земной коры).

Амплитуда и характер кривой аномалии краевого эффекта существенно зависят от угла наклона континентального склона (чем круче склон, тем больше амплитуда) и в меньшей степени от разности плотностей на границе кора — мантия [203]. Так при изменении угла наклона материкового склона от 1 до 10° амплитуда максимума Δg увеличивается от 30 до 75 мГл, а минимума — от —20 до —70 мГл при сокращении расстояния между экстремумами, соответствующего горизонтальной проекции материкового склона. Изменение разности плотностей на границе Махоровичича от 0,3 до 0,6 г/см³ приводит к уменьшению амплитуды экстремумов от +50 до +35 мГл у максимума и от —40 до —25 мГл у минимума при практически одинаковом расстоянии между экстремумами. С увеличением глубины океана происходит увеличение амплитуд максимума и минимума и расстояния между экстремумами кривой.

Анализ гравитационных аномалий в свободном воздухе, полученных по редким маятниковым измерениям силы тяжести в различных переходных зонах Атлантического океана, показал, что полностью объяснить наблюдаемые характерные полосы положительных и отрицательных аномалий в районах материкового склона краевым эффектом не удастся. Был сделан вывод о том, что наблюдаемые при переходе от материков к Атлантическому океану положительные и отрицательные аномалии в свободном воздухе вызваны не только изменениями общей мощности земной коры, создающими краевой эффект Гельмерта, но и скоплением мощной осадочной толщи, а также изменениями плотности пород земной коры и верхней мантии [62, 125].

Так как изостатические аномалии в областях, где нет существенных нарушений изостатического равновесия, незначительно зависят от вариаций мощности земной коры, анализ этих аномалий позволяет успешно выделять структурные элементы земной коры. Поэтому для Северной части Атлантического океана автором была составлена схематическая карта осредненных по площадям размером $1 \times 1^\circ$ изостатических аномалий (рис. 38). Так как при составлении этой карты были использованы изостатические аномалии, вычисленные при различных схемах изостази, необходимо оценить погрешности, обусловленные выбором различных схем компенсации. Анализ изостатических аномалий, вычисленных при $T=20$ и 30 км, показал, что для 70% случаев абсолютные значения разности этих аномалий не превосходят 5 мГл [53]. Вообще в районах с большими амплитудами изменения рельефа (островные дуги, подводные хребты) наблюдаются большие различия в аномалиях, вычисленных по различным схемам компенсации. Так, для одного из самых сложных и дифференцированных по своему рельефу районов земного шара — Индонезии — в 50% случаев разности аномалий, вычисленных по различным схемам изостази, не превосходят 7 мГл, а в 75% случаев — 15 мГл [4].

Оценка точности осредненных по $1 \times 1^\circ$ квадратам изостатических аномалий была выполнена по разности аномалий, вычисленных при $T=20$ и 30 км. Средняя квадратическая ошибка изостатических аномалий ± 6 мГл. Эта оценка дает максимальную величину средней квадратической ошибки, так как в разности аномалий имеется систематическая часть порядка 5 мГл, обусловленная отличием схем компенсации.

На схеме изостатических аномалий силы тяжести четко выделяется полоса интенсивных отрицательных аномалий с амплитудой, превышающей -120 мГл, параллельная простирацию Больших и Малых Антильских островов. Такой характер изостатических аномалий выявлен на Индонезийских и

Тихоокеанских островных дугах и обусловлен отклонением зон островных дуг от изостатического равновесия под влиянием активных тектонических процессов, действующих против изостатических сил. Примечательной особенностью поля изостатических аномалий является преобладание отрицательных аномалий в западной части Атлантики по сравнению с восточной, где более 75% площади характеризуется положительными аномалиями от 0 до +40 мГл. Важно отметить, что более пониженное аномальное гравитационное поле Запад-

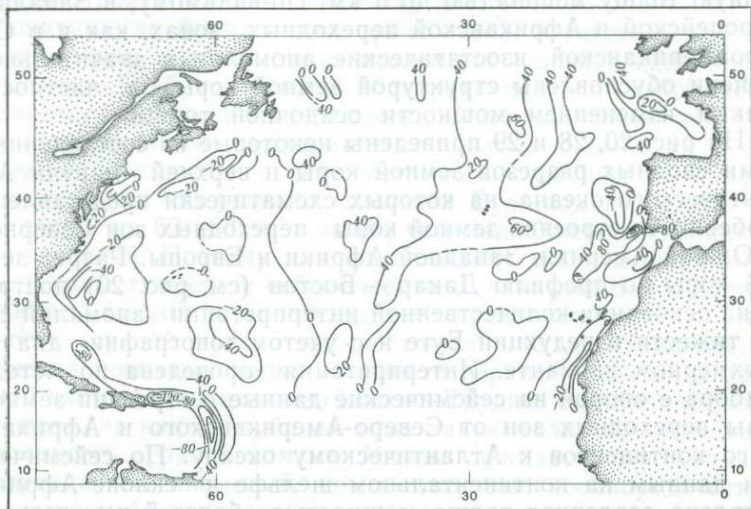


Рис. 38. Карта осредненных по одноградусным квадратам изостатических аномалий силы тяжести Северной Атлантики (по А. Г. Гайнанову, 1976)

ной Атлантики в отличие от более повышенного Восточной Атлантики выявляется также в аномалиях силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге. Весьма характерным являются протяженные полосы отрицательных и положительных изостатических аномалий, выявленных вдоль шельфа и материкового склона Северной Америки, Европы и Африки. Сопоставление изостатических аномалий Атлантического океана с сейсмическими данными о мощности осадочной толщи континентального склона Северной Америки показало, что отрицательные изостатические аномалии совпадают с районами скопления мощной осадочной толщи (до 12 км) кайнозойского и мезозойского возраста. Положительные аномалии в плане примерно совпадают с погребенными под

осадками выступами кристаллического основания. В Западно-Европейской и Северо-Африканской переходных зонах также четко выделяются полосы интенсивных до -40 мГл отрицательных изостатических аномалий. Сопоставление изостатических аномалий с сейсмическими данными о мощности осадочной толщи в районе шельфа и континентального склона Бискайского залива и пролива Ла-Манш показывает, что зоны отрицательных изостатических аномалий соответствуют областям развития мощной осадочной толщи. В Африканской переходной зоне сейсмические исследования выявили осадочную толщу мощностью до 6 км. По-видимому, в Западно-Европейской и Африканской переходных зонах, как и в Североамериканской, изостатические аномалии в значительной степени обусловлены структурой земной коры, в частности резким изменением мощности осадочной толщи.

На рис. 20, 28 и 29 приведены некоторые из составленных нами сводных разрезов земной коры и верхней мантии Атлантического океана, на которых схематически представлены особенности строения земной коры переходных зон Северной и Южной Америки, Западной Африки и Европы. Разрез земной коры по профилю Дакар — Бостон (см. рис. 20) построен на основании количественной интерпретации аномалий силы тяжести в редуции Буге и с учетом топографии дна в двухмерном варианте. Интерпретация проведена по методу подбора с опорой на сейсмические данные о строении земной коры переходных зон от Северо-Американского и Африканского континентов к Атлантическому океану. По сейсмическим данным на континентальном шельфе и склоне Африки выявлена осадочная толща мощностью более 5 км четвертичного и мелового возраста. На шельфе осадочные отложения мелового возраста подстилаются породами докембрийского (по-видимому, кембрийско-девонского) возраста мощностью 2—3 км с граничными скоростями продольных волн 5,2—5,4 км/с и плотностью 2,6 г/см³.

Гравитационное влияние докембрийского кристаллического фундамента, подстилающего осадочную толщу, учитывалось с плотностью 2,67 г/см³. Вероятно, осадочные отложения палеозойского возраста резко обрываются у материкового склона, а под осадками в глубоководной котловине выявлен второй океанический слой с граничными скоростями продольных волн 4,6—5,4 км/с, средней плотностью около 2,6 г/см³, т. е. по физическим свойствам второй слой близок к палеозойским осадочным отложениям. Мощность второго слоя 1—3 км. Он подстилается третьим слоем океанической коры со скоростями продольных волн 6,2—6,7 км/с, плотностью 2,9 г/см³ и мощностью 3—6 км. Примерно в 600 км южнее описываемого профиля, вблизи поднятия Сьерра-Леоне обнаружена кора с аномально-высокими скоростями

продольных волн 7,0—7,3 км/с в третьем слое. Скорости продольных волн у подошвы земной коры изменяются в пределах 8,0—8,6 км/с. Общая мощность земной коры изменяется в пределах 5—9 км. Учитывая характер аномалий силы тяжести и рельеф шельфа и глубоководной котловины обоих районов, можно экстраполировать принципиальные черты строения коры в районе Сьера-Леоне на профиль Дакар — Бостон.

Комплексные геолого-геофизические исследования, проведенные на материковой окраине Северной Америки, позволили построить схематические карты глубин до границы Мохоровичича, до фундамента (триасового), а также схематические карты мощности всех осадочных слоев и кайнозойских осадков. Глубина границы Мохоровичича по сейсмическим данным изменяется от 10 км в Северо-Американской котловине до 20 км у материкового склона и до 30 км у побережья. Рассмотрение гравиметрических данных по профилю показывает, что уровень аномалий Буге над Канарской котловиной на 60—80 мГл выше, чем над Северо-Американской котловиной. Поэтому для согласования наблюдаемых аномалий силы тяжести с сейсмическими данными о мощности и составе земной коры приходится предположить, что плотность верхней мантии под восточной частью Атлантического океана несколько выше плотности верхней мантии в западной части Атлантического океана. Труднее однозначно решить вопрос, на каких глубинах и на какую величину изменяется плотность верхней мантии. Можно ожидать по характеру осредненных аномалий, что плотностные неоднородности охватывают большие глубины, возможно даже породы под астеносферным слоем, кровля которого, по различным оценкам, под Атлантическим океаном располагается на глубинах около 50 км. Однако возможно и непосредственно под границей Мохоровичича изменение плотности верхней мантии. Изменения скорости продольных волн на границе Мохоровичича в пределах до 0,6 км/с, вероятно, обусловлены не только влиянием сейсмической анизотропии, но и некоторым изменением плотности. Поэтому при интерпретации аномалий Буге по рассматриваемому профилю предположили увеличение плотности верхней мантии непосредственно под границей Мохоровичича в восточной части Атлантического океана на $0,1 \text{ г/см}^3$, т. е. плотность верхней мантии принята в западной части Атлантического океана $3,3 \text{ г/см}^3$, а в восточной части $3,4 \text{ г/см}^3$. Однако возможен и другой вариант интерпретации систематической разности в уровнях аномалий Буге западной и восточной Атлантики. Систематическое превышение аномалий Буге восточной Атлантики на 60—80 мГл по сравнению с западной может быть также объяснено увеличением мощности литосферы восточной Атлантики на 10—20 км (см. рис. 29).

Разрезы земной коры и литосферы по профилям 22—49° с. ш. были построены по сейсмическим и гравиметрическим данным. Сейсмические исследования мощности земной коры в глубоководной части Бискайского залива, несколько южнее от гравиметрического профиля, выявили границу Мохоровичича на глубине 13—13,5 км. По сейсмическим и гравиметрическим данным на шельфе и континентальном склоне Бискайского залива прослежена толщина осадочных отложений мощностью до 5 км. Опираясь на результаты этих исследований и учитывая интенсивные отрицательные аномалии силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и изостатических, выявленные над материковыми склонами в районах Ньюфаундлендской банки и Бискайского залива, в разрезе земной коры выделены осадочные отложения мощностью до 4—5 км и плотностью 2,2—2,4 г/см³. На кривой аномалий Буге на фоне большого горизонтального градиента, обусловленного уменьшением мощности земной коры при переходе от материка к океану, выделяются осложненные зоны (локальные ступени и перегибы), которые, по-видимому, в значительной степени вызваны скоплением осадочных пород в этих зонах. Разрез (см. рис. 28) через экваториальную Атлантику от порта Ресифи до порта Фритаун построен в основном по сейсмическим данным. На материковом склоне Южной Америки выделяется толща рыхлых и уплотненных осадочных отложений мощностью до 5 км. Мощность осадочных отложений на Африканском материковом склоне возрастает до 6 км. Характерны скоростные неоднородности как для слоев земной коры, так и для верхней мантии. На детальных гравиметрических картах [244], построенных по результатам набортных гравиметровых наблюдений вдоль материкового склона Анголы от экватора до 20° ю. ш., четко выделяются полосы положительных (свыше +40 мГл) и отрицательных (—40 мГл) аномалий, как в редукции в свободном воздухе, так и в изостатической. Эти аномалии обусловлены не краевым эффектом, а влиянием узких желобов, засыпанных осадками мощностью 4—6 км и погруженных под осадочной толщей поднятий фундамента и диапировых структур, выявляемых по результатам сейсмоакустических исследований. Многие из этих структур являются интрузивными образованиями, а некоторые из них, по-видимому, образованы соляными куполами. Погребенные под осадками структуры такого же типа выявлены геофизическими исследованиями и вдоль материкового склона Южной Америки.

Переходные зоны Индийского океана

Строение переходных зон от материков Африки, Австралии, Азии и Антарктиды к Индийскому океану, за исключением Индонезийской переходной зоны, имеет много об-

щего со строением переходных зон Атлантического океана. Так, по сейсмическим данным в переходной зоне от п-ова Индостан к Аравийскому морю юго-западнее Карачи на шельфе и материковом склоне обнаружена толща осадочных отложений мощностью 8—10 км, разделенных погребенным под осадками поднятием фундамента (см. рис. 18). Мощность земной коры уменьшается от 30—32 км под Индостаном до 10—12 км под Аравийским морем. На сводном разрезе коры и верхней мантии, составленном по сейсмическим и гравиметрическим данным по профилю Африка (порт Ламу) — Сомалийская котловина (см. рис. 17), четко прослеживается мощная осадочная толща на материковом склоне. Детальная гравиметрическая съемка, выполненная набортными гравиметрами совместно с сейсмическими исследованиями в этом районе переходной зоны от 1 до 7° ю. ш., выявила двойную полосу отрицательных аномалий в свободном воздухе с амплитудами до —100 мГл (западная полоса) и —50 мГл (восточная), разделенных относительным максимумом аномалий [245]. Изостатическое редуцирование показало, что эти аномалии не могут быть полностью объяснены краевым эффектом, а обусловлены структурными неоднородностями в земной коре. Сейсмопрофилирование выявило увеличение мощности рыхлых осадочных отложений до 1 км в районе минимумов аномалий в свободном воздухе. Методом подбора с опорой на данные сейсмоакустических исследований по аномалиям силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2,6 \text{ г/см}^3$) были составлены разрезы верхней части земной коры до глубин 8—12 км. В зависимости от принятой разности плотностей между осадочными отложениями и фундаментом и способа исключения влияния регионального поля получены мощности осадочных отложений во внутреннем и внешнем осадочных бассейнах соответственно от 2,5—3 до 10—7 км, а разделяющее их поднятие фундамента находится на глубинах от 1 км (почти обнажается на дне океана) до 4,5 км от уровня океана. В отличие от погребенного фундамента переходной зоны от Северной Америки к Атлантическому океану, который приурочен примерно к границе между шельфом и материковым склоном, погребенный фундамент переходной зоны от Африки к Индийскому океану в исследованном районе не связан с какой-либо особенностью рельефа дна. На южном участке он расположен под глубинами дна океана свыше 2000 м, а к северу почти примыкает к побережью Африки. Для переходной зоны от Австралии к Индийскому океану по сейсмическим и гравиметрическим данным составлен разрез земной коры (см. рис. 19). На шельфе и материковом склоне в разрезе земной коры по сейсмическим данным появляется слой со скоростью продольных волн 4,18 км/с. Этот слой, подошва которого по гравиметрическим данным в рай-

оне Пертского побережья находится на глубине 8—9 км, вероятно, сложен уплотненными до $2,5 \text{ г/см}^3$ метаморфизованными осадочными отложениями. С запада этот прогиб кристаллического фундамента ограничен глубинным разломом, который трассируется интенсивными магнитными аномалиями. На востоке Пертский осадочный бассейн также ог-

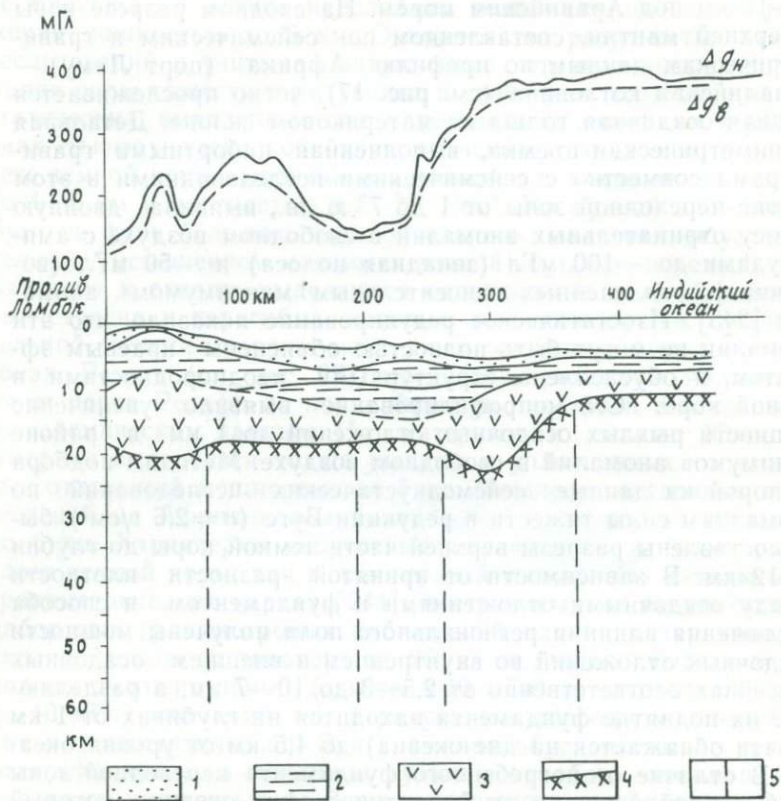


Рис. 39. Разрез земной коры переходной зоны пролив Ломбок — Яванский желоб—Индийский океан (по А. Г. Гайнанову и др., 1970): 1 — рыхлые осадки; 2 — надбазальтовый слой; 3 — базальтовый слой; 4 — границы Мохоровичича; 5 — блоки верхней мантии различной плотности

раничен разломом, установленным по геологическим данным и подтвержденным зоной больших градиентов аномалий силы тяжести.

Сложным строением земной коры и верхней мантии отличается Индонезийская переходная зона, характеризующаяся

интенсивными аномалиями силы тяжести в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической. Для Индонезийской переходной зоны характерны резкие изменения мощности земной коры и преобладание интенсивных положительных аномалий в свободном воздухе (за исключением глубоководных желобов). Индонезийская переходная зона выделяется также по спутниковым данным максимальными глобальными положительными аномалиями в свободном воздухе, превышающими +40 мГл. Более детальный анализ гравиметрических и сейсмических данных в этих областях выявляет значительные плотностные неоднородности в верхней мантии. На рис. 39 приведен сводный разрез земной коры и верхней мантии, составленный по сейсмическим и гравиметрическим данным для Индонезийской переходной зоны по профилю пролив Ломбок — Яванский желоб — Индийский океан. Удовлетворительное согласование наблюдаемых и вычисленных по сейсмическим данным аномалий Буге возможно при предположении плотностной неоднородности блоков верхней мантии до глубин 60 км.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ КОТЛОВИНЫ

Глубоководные котловины Атлантического, Индийского и Тихого океанов характеризуются близкими к нулю осредненными аномалиями в свободном воздухе и интенсивными положительными аномалиями Буге. Однако достаточно определенно проявляются отличия в среднем уровне аномалий силы тяжести в различных редукциях для отдельных котловин океанов, а также внутри определенных областей котловин. Так, глубоководные котловины западной части Атлантического океана выделяются более пониженными по сравнению с котловинами восточной Атлантики значениями аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической. Региональные различия в аномалиях силы тяжести глубоководных котловин океанов были подчеркнуты при описании аномального гравитационного поля. Причинами таких региональных изменений в среднем уровне аномалий силы тяжести различных глубоководных котловин могут быть: 1) изменение общей средней мощности осадочной толщи; 2) изменение соотношения мощностей 2- и 3-го слоев земной коры; 3) изменение общей мощности земной коры; 4) изменение мощности литосферы; 5) латеральные изменения плотностей вещества земной коры и литосферы; 6) плотностные неоднородности астеносферы; 7) плотностные неоднородности мантии.

Сопоставление средних уровней аномалий силы тяжести котловин с распределением мощности осадочной толщи на дне океанов [140] показало, что не отмечается существенных

изменений мощности осадочной толщи в различных глубоководных котловинах, а в некоторых случаях повышению средней мощности осадочной толщи вместо ожидаемого понижения среднего уровня аномалий силы тяжести соответствует повышение уровня гравитационных аномалий. Так, Северо-Восточная котловина Тихого океана с мощностями осадочной толщи 100—300 м выделяется пониженными гравитационными аномалиями, в то время как Каролинская и Малайзийская котловины с мощностями осадочной толщи до 500 м и более отмечаются повышенными аномалиями силы тяжести. На котловинах западной части Атлантического океана, характеризующихся пониженными гравитационными аномалиями, преобладают площади с мощностью осадочной толщи до 1000 м, в то время как для котловин восточной Атлантики более характерны мощности осадочной толщи от 100 до 300 м. Однако если даже предположить, что средняя мощность осадочной толщи в котловинах западной Атлантики больше средней мощности осадков восточной Атлантики на 1000 м, то и тогда разность в средних уровнях гравитационных аномалий была бы около 20 мГл, в то время как наблюдаемые разности региональных гравитационных аномалий западной и восточной Атлантики превышают 40 мГл.

Как показал совместный анализ изостатических аномалий силы тяжести Дальневосточных окраинных морей с данными сейсмических исследований осадочной толщи гравитационное влияние избыточной массы осадочных отложений в значительной степени изостатически скомпенсировано. И только локальные изменения мощности осадков изостатически не полностью скомпенсированы и поэтому наблюдается прямая корреляционная зависимость между мощностью рыхлых осадков и интенсивностью положительных изостатических аномалий. В силу сравнительно небольшой длительной прочности вещества литосферы в ней продолжительное время могут существовать лишь сравнительно мелкомасштабные возмущения. Период восстановления равновесия зависит от соотношения между линейными размерами L возмущений и мощностью H астеносферного слоя. Наиболее быстро восстанавливается равновесие, если $L \approx H$. Под океаническими котловинами мощность астеносферного слоя порядка 150—200 км, следовательно, наиболее быстро затухают возмущения с линейными размерами 150—200 км. По оценкам Е. В. Артюшкова (1970), наибольшие скорости восстановления изостатического равновесия порядка 10^3 лет.

Таким образом, изменения средней мощности осадочной толщи в котловинах не могут объяснить наблюдаемые отличия в средних уровнях аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической в глубоководных котловинах Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

Многими исследователями отмечалось постоянство мощности 3- и 2-го слоев океанической коры. Среднее значение мощности 2-го слоя для всех океанов около 1,5 км, а 3-го — около 5 км [219, 221, 248]. Имеющиеся сейсмические данные не дают основания для корреляции пониженных и повышенных средних уровней региональных аномалий силы тяжести различных котловин с повышенной и пониженной мощностью 2-го океанического слоя земной коры. В принципе для объяснения наблюдаемой разности в уровнях гравитационных средних аномалий западной и восточной Атлантики около 50 мГл достаточно увеличение средней мощности 2-го слоя западной Атлантики относительно средней мощности 2-го слоя восточной Атлантики на 4 км. В этом случае получается, что почти вся земная кора западной Атлантики должна состоять из второго океанического слоя, что совершенно невероятно. Удовлетворительное согласование с наблюдаемыми аномалиями силы тяжести западной и восточной Атлантики можно получить при предположении, что мощность земной коры западной части Атлантического океана примерно в среднем на 3 км больше, чем мощность земной коры восточной Атлантики. Однако имеющиеся к настоящему времени сейсмические данные о мощности земной коры котловин Атлантического океана не дают оснований для такого предположения.

Одной из возможных причин региональных отличий средних уровней гравитационных аномалий различных котловин океанов является изменение средней мощности литосферы. Так на рис. 30 показано, что повышенные средние уровни гравитационных аномалий котловин восточной части Атлантического океана, возможно, обусловлены систематическим увеличением мощности литосферы восточной части Атлантики по сравнению с западной ее частью на 10—20 км.

Для котловин Тихого океана наблюдаемые отличия в средних уровнях аномалий силы тяжести также, по-видимому, в значительной степени обусловлены изменением мощности литосферы в связи с различным его абсолютным возрастом (см. рис. 31, а, б).

Весьма интересные данные получены при изучении неоднородности строения верхней мантии под Тихим океаном по материалам регистрации поверхностных волн Релея от землетрясений [237]. Вся совокупность материалов была разделена на восемь групп, соответствующих участкам с различным абсолютным возрастом литосферы (от 5 до 150 млн. лет) и охватывающих различные тектонические структуры от срединно-океанических хребтов до глубоководных впадин. Установлено, что при переходе от одной зоны к другой происходит изменение скоростного разреза верхней мантии, в основном заключающееся в изменении мощности астеносфер-

ного слоя пониженных скоростей и глубины залегания его поверхности. С увеличением возраста литосферы отмечается погружение поверхности астеносферы от глубин в несколько километров до 150 км. Одновременно происходит уменьшение мощности астеносферного слоя от 180 до 30 км. В пределах наиболее древних структур океана слой астеносферы может отсутствовать.

Латеральные изменения плотности вещества земной коры и литосферы также могут удовлетворительно объяснить наблюдаемые отличия в средних уровнях гравитационных аномалий котловин океанов. Так, для удовлетворительного объяснения разности в уровнях гравитационных аномалий западной и восточной Атлантики в 50 мГл необходимо предположить систематическую разность в плотностях наиболее мощного 3-го слоя океанической земной коры до $0,25 \text{ г/см}^3$. Наблюдаемые граничные скорости продольных волн в 3-м слое западной и восточной частей Атлантического океана не позволяют в настоящее время обосновать предположение о таком значительном отличии в средней плотности пород 3-го океанического слоя. Более вероятно предположение о незначительном, порядка $0,001 \text{ г/см}^3$, увеличении средней плотности литосферы восточной части Атлантики по сравнению с плотностью литосферы западной ее части.

Теоретическими исследованиями было показано, что астеносфера обладает пониженной вязкостью 10^{20} пуаз, а в центральных частях астеносферного слоя вязкость понижается до минимальных значений порядка 10^{19} пуаз [8, 204]. Поэтому плотностные неоднородности в астеносфере не могут существовать длительное время. Наиболее быстро релаксируют аномалии, создаваемые плотностными неоднородностями в астеносфере с линейными размерами 50—100 км. Время их релаксации — несколько тысячелетий. Если аномальная плотность находится в центре астеносферы с минимальной вязкостью, то период его релаксации, а следовательно, и время существования вызываемой им на поверхности аномалии силы тяжести уменьшаются до нескольких сотен лет. В связи с тем что вязкость мантии под астеносферой очень велика, порядка 10^{23} — 10^{25} пуаз, плотностные неоднородности в мантии могут существовать длительное время, порядка 10^7 — 10^9 лет. По сейсмическим данным при переходе от астеносферы к более глубоким слоям мантии можно допустить увеличение плотности на величину до $0,1 \text{ г/см}^3$. Тогда гравитационные аномалии могут быть связаны с искривлениями нижней границы астеносферы. Так, если допустить, что амплитуда возмущений нижней границы астеносферы может достигать первых десятков километров с поперечными размерами до 1000 км, то амплитуда гравитационных аномалий может достигать десятков миллигал.

Не останавливаясь подробно на характеристике аномальных гравитационных полей отдельных котловин и их глубинном строении, необходимо отметить интересную особенность в распределении аномальных полей Западно-Австралийской и Центральной котловин Индийского океана [84, 187]. Наиболее повышенными аномалиями Буге до +400 мГл выделяется северная часть Западно-Австралийской котловины. На западном продолжении этой области в Центральной котловине также прослеживается зона повышенных аномалий Буге. По-видимому, эта зона пересекает Восточно-Индийский подводный хребет, где около 20° ю. ш. наблюдается повышение аномалий Буге от +180 до +280 мГл. Интересно отметить, что примерно с этой полосой повышенных положительных значений аномалий Буге совпадает область интенсивных магнитных аномалий, предположительно широтного простиранья, а также субширотная зона сейсмичности и изменения мощности осадочных отложений. Некоторыми исследователями эта зона предполагается как область возможного зарождения дуги между Цейлоном и Австралией [251].

ПОДВОДНЫЕ ХРЕБТЫ, ВОЗВЫШЕННОСТИ. ГОРЫ, ОСТРОВА

Ложе океанов разделяется на ряд отдельных котловин крупными поднятиями дна — глыбово-горстовыми и вулканическими хребтами, валами, возвышенностями, горами — различной морфологии и глубинного строения. Наиболее обширной группой поднятий дна океанов являются широкие сводовые поднятия с надстраивающими их вулканическими горами, массивами и хребтами. Наиболее изученными группами таких поднятий в Тихом океане являются Гавайский вал и Гавайский вулканический хребет, который на северо-западе переходит в Императорские горы. На поверхности Гавайского вала располагается Гавайский хребет, вулканическое сооружение, вершины которого поднимаются над водой в виде Гавайских островов [200]. Подводный цоколь Гавайского хребта состоит более чем из 50 базальтовых щитовых вулканов, смыкающихся своими основаниями и образующих почти непрерывную вулканическую гряду шириной 200—350 км и протяженностью около 2500 км. Самый крупный о. Гавайского хребта — о. Гавайи — состоит из пяти действующих вулканов, извержения которых продолжаются с нижнетретичного времени до наших дней. Остальные вулканы Гавайских островов уже потухшие. Размеры и высота вулканов убывают в северо-западном направлении. Развитие вулканов Гавайских островов происходило в несколько стадий.

Глубинное строение Гавайского хребта определено данным сейсмических и гравиметрических исследований

[37, 178, 261]. На Гавайских островах по сейсмическим и гравиметрическим данным мощность земной коры возрастает до 14—20 км. Скорости продольных волн у подошвы земной коры изменяются от 7,8 до 9,0 км/с. Прогиб поверхности Моховичича под Гавайским валом до глубин 20 км, по-видимому, вызван деформацией коры и литосферы под весом вулканического сооружения Гавайского хребта. Прогиб дна у подошвы Гавайского хребта, а также характер наблюдаемых аномалий силы тяжести подтверждают это предположение. Высокоамплитудные положительные гравитационные аномалии в свободном воздухе, ограниченные поясами отрицательных аномалий, наблюдаемые над Гавайским и Императорским подводным хребтами, могут быть удовлетворительно объяснены двумя простыми моделями океанической плиты. Первая модель представляет собой плавный изгиб непрерывной и упругой океанической плиты под действием тяжести подводных хребтов. Вторая модель — резкий, под острым углом изгиб плиты в месте глубинного разлома, проходящего под подводной горой [262]. По сейсмологическим данным было установлено, что источник магмы под вулканами о. Гавайи лежит на глубине около 60 км в верхней мантии. Магма поступает из этого источника вверх и собирается в относительно неглубоком резервуаре в верхнем слое земной коры со скоростями продольных волн около 4,0 км/с непосредственно под кальдерой вулкана Килауэа. В процессе извержений меняется состав лавы так, что преобладающими оказываются щелочные лавы.

Происхождение Императорского хребта по имеющимся геолого-геофизическим данным представляется весьма сходным с происхождением Гавайского хребта с той разницей, что вулканическая активность прекратилась в Императорском хребте еще раньше, чем в Гавайском. К югу от Гавайского хребта лежат вал и хребет островов Лайн протяженностью до 4200 км. В отличие от Гавайского и Императорского хребтов вдоль подножий горной системы Лайн не обнаружено протяженных прогибов. Судя по морфологии гор подводный хребет Лайн вулканического происхождения и вся система, по-видимому, находится в стадии развития, отмеченной для северо-западной части Гавайского хребта. Вулканическая деятельность прекратилась, еще до того как образовалась вулканическая постройка значительного веса, чтобы вызвать интенсивное прогибание вала. По гравиметрическим данным глубина погружения границы Моховичича под валом менее 14 км. Можно предполагать, по аналогии с Гавайским валом, что вал Лайн сложен базальтовыми лавами, а на его поверхности по трещинам сформировались вулканические горы. В районах, где объем изверженного материала значителен, как, например, в северной группе остро-

вов Лайн, там намечаются признаки прогибания вала под весом вулканических гор [66]. Кроме описанных выше валов, ориентированных примерно в субмеридиональном направлении, к западу от них имеются системы валов широтного простирания. Наиболее протяженная из них вал и расположенная на нем горная система Маркус-Неккер. Судя по морфологии гор и хребтов в строении этой горной системы глыбовая тектоника сочетается с вулканизмом. Многие хребты связаны с крупными зонами разломов. Горы более или менее правильной конической формы. У большинства подводных гор плоские вершины. Впервые открывший существование плосковершинных гор в центральной части Тихого океана Хесс (1946) пришел к заключению, что они являются подводными вулканами, вершины которых поднимались над уровнем воды и были срезаны эрозией и абразией. Гравиметрические данные показывают понижение аномалий силы тяжести в редукции Буге до $+240$ мГл над восточной частью Маркус-Неккер. По-видимому, это понижение связано с утолщением земной коры в основном за счет увеличения мощности толентов базальтов. По сейсмическим данным общая мощность земной коры под валом $8,2$ км, т. е. примерно на 2 км больше, чем в примыкающих котловинах Тихого океана. Южнее вала Маркус-Неккер также в широтном направлении простирается Каролинский вал. Аномалии Буге над Каролинским валом понижаются до $+220-240$ мГл, что может свидетельствовать об увеличении мощности коры до $10-12$ км. С юга к Каролинскому валу примыкают два вала меридионального простирания — Эаурипик и Капингамаранги.

В центральной части северо-западной котловины Тихого океана простирается более чем на 1600 км подводная возвышенность Шатского. По сейсмическим данным осадочный слой обладает наибольшей мощностью до 1000 м в сводовой части возвышенности. По данным глубинных сейсмических зондирований мощность земной коры возвышенности Шатского достигает 22 км. Увеличение мощности земной коры происходит за счет возрастания мощности 2-го слоя со скоростями продольных волн $4,4-5,8$ км/с до $3-6$ км, а мощности 3-го слоя до 18 км. Необходимо отметить, что 3-й слой земной коры по сейсмическим данным подразделяется на два: верхний со скоростями продольных волн $6,73-7,07$ км/с мощностью $0-6$ км, нижний — со скоростями $7,03-7,79$ км/с мощностью $5-12$ км. Аномалии Буге над возвышенностью Шатского понижаются до $+200$ по сравнению с $+400$ мГл в северо-западной котловине Тихого океана. Если допустить, что слои со скоростями продольных волн $7,4-7,8$ км/с являются породами верхней мантии, то для согласования наблюдаемых аномалий Буге с модельными приходится допустить уменьшение плотности пород верхней мантии под осью воз-

вышенности на $0,04-0,1 \text{ г/см}^3$. В зависимости от предполагаемой разности плотности мощность разуплотненных пород верхней мантии может изменяться от 30 до 60 км. Необходимо отметить, как и для Гавайского хребта, хорошо выраженную асимметрию структуры коры под возвышенностью Шатского: суммарная мощность коры к западу от возвышенности на 2 км больше, чем к востоку от нее. По данным бурения кремнисто-карбонатные осадочные отложения верхнеюрского (титон) или нижнемелового (неоком) возраста часто содержат гальки базальтов и яшмовые кремни. Судя по этому, фундамент под осадочным слоем представлен базальтами вулканического комплекса.

Наиболее протяженными (после срединно-океанических хребтов) подводными хребтами, разделяющими глубоководные котловины Индийского океана, являются Восточно-Индийский, Мальдивский, Маскаренский и Западно-Австралийский. Аномалии Буге над подводными хребтами понижаются до $+80-160 \text{ мГл}$.

Сейсмическими исследованиями было установлено, что Сейшельская банка, являющаяся частью Маскаренского хребта, имеет тип коры материковый (см. рис. 17). Гранитные породы, выходы которых на поверхность обнаружены на о. Маэ, мощностью до 13 км состоят из двух слоев. Первый слой со скоростью продольных волн $5,6-5,7 \text{ км/с}$ достигает мощности до 3,5 км. Под этим типично гранитным слоем залегает слой со скоростью продольных волн $6,3 \text{ км/с}$. На глубине 13 км обнаружен слой со скоростью продольных волн $6,8 \text{ км/с}$, характерный для базальтового слоя. Граница Мохоровичича выявлена на глубине 32 км под Сейшельскими островами. В районе банки Соия де Малья, расположенной южнее Сейшельских островов и являющейся также частью Маскаренского хребта, гранитный слой не обнаружен. Разрез земной коры здесь типичен для океанических островов с вулканическим основанием. Под слоями небольшой мощности (скорости продольных волн $1,72$ и $3,25 \text{ км/с}$) обнаружены типичные для вулканических островов слои со скоростями продольных волн $4,4-5,5 \text{ км/с}$ и мощностями около 3 и 4 км. Эти слои подстилаются материалом со скоростью продольных волн $6,8-7,0 \text{ км/с}$.

Мальдивский хребет — крупное горное сооружение, протянувшееся от п-ова Индостан к югу почти на 2000 км. По сейсмическим данным в северной части Мальдивского хребта, между Лаккадивским и Мальдивскими островами, обнаружены почти 5 км вулканогенных пород со скоростями продольных волн $3,8-5,0 \text{ км/с}$, подстилаемых слоем земной коры мощностью 10,6 км со скоростью продольных волн $6,8 \text{ км/с}$. Граница Мохоровичича обнаружена на глубине 17,3 км под уровнем моря. Южнее в разрезе земной коры появляется слой

мощностью около 5 км со скоростью продольных волн 6,13 км/с, который также можно отнести к вулканогенным породам. Граница Мохоровичича по гравиметрическим данным расположена, вероятно, на глубине не менее 20 км, так как, несмотря на то что сейсмический профиль длиной более 100 км, волны от границы Мохоровичича не зарегистрированы. В районе архипелага Чагос выявлены слои со скоростями продольных волн 3,01; 4,76 и 6,79 км/с, характерные для коралловых известняков, вулканических пород и основного океанического слоя. Почти на всем протяжении Мальдивского хребта обнаружены интенсивные магнитные аномалии. На основании геофизических данных выяснилось, что Мальдивский хребет представляет вулканическое сооружение, увенчанное коралловыми банками и островами.

Восточно-Индийский хребет — самое крупное горное сооружение ложа Индийского океана. При протяженности около 5000 км хребет отличается исключительной прямолинейностью, что выделяет его среди подводных хребтов Мирового океана. По данным сейсмических исследований мощность земной коры под хребтом не превышает 6—8 км, исходя из этого предполагалось глыбово-горстовая структура хребта. Комплексная интерпретация гравиметрических и сейсмических данных показывает на возможность существования под земной корой хребта аномальной верхней мантии (см. рис. 19) с пониженной плотностью ($\Delta \sigma = 0,2 \text{ г/см}^3$) по сравнению с нормальной мантией на глубинах до 25—30 км [64, 226]. Возможный состав пород аномальной верхней мантии — серпентинизированные перидотиты и габбро. По данным глубоководного бурения, выполненного в трех пунктах Восточно-Индийского хребта, на ранней стадии своего развития хребет достигал поверхности моря, но затем произошло его погружение.

Западно-Австралийский хребет — массивное горное сооружение протяженностью около 1500 км широтного простирания. Восточное окончание хребта представляет крутой уступ, а западное — соединяется с Восточно-Индийским хребтом. По сейсмическим данным мощность неуплотненных осадков на хребте достигает 800 м. Комплексная интерпретация гравиметрических и сейсмических данных на хребте выполнена для двух вариантов строения земной коры.

Если подтвердится разрез коры (станция 42), полученный американскими исследователями, то можно предполагать, что эта область имеет субконтинентальный тип коры мощностью 18—22 км и с нормальной верхней мантией. Если же земная кора под хребтом имеет мощность около 10—12 км [161], то для согласования с гравиметрическими данными необходимо предположить наличие под этой областью разуплотненной верхней мантии. В зависимости от степени раз-

уплотнения нижняя граница аномальной мантии, вероятно, находится на глубине 25—35 км.

В Атлантическом океане широко распространены глыбовые океанические поднятия. Это возвышенности Рокколл, Рио-Гранде, подводные хребты Ян-Майен, Китовый и др. К глыбово-вулканическим поднятиям относятся Бермудские, Оьерра-Леоне, поднятия островов Зеленого Мыса, Канарских, Азорских и др. Для некоторых глыбовых поднятий доказан материковый тип строения земной коры. Так, по сейсмическим данным под возвышенностью Рокколл выделены слои земной коры со скоростями продольных волн 4,8 км/с; 6,36 км/с; 7,02 км/с общей мощностью до 30 км. Американские исследователи, основываясь на результатах бурения в 1970 г. с судна «Гломар Челленджер», высказали предположение, что примерно 60 млн. лет назад поднятие Рокколл отделилось от Гренландии, но оставалось относительно мелководным районом океана вплоть до эпохи, отстоящей от нас на 15 млн. лет. Затем за 5 млн. лет произошло погружение на 1500 м, причем центральная часть района опустилась на 2100 м и покрылась значительным слоем осадков. По гравитационным данным поднятие Рокколл характеризуется пониженными до +40 мГл аномалиями силы тяжести в редукции Буге.

На рис. 27 представлен разрез земной коры и верхней мантии к северу от Исландии, составленный по сейсмическим и гравиметрическим данным, где намечается утолщение земной коры под Ян-Майенским хребтом до 16—20 км. В 1974 г. под руководством М. Тальвани (США) и Г. Б. Удинцева (ИО АН СССР) во время 38-го рейса судна «Гломар Челленджер» в северной части Атлантического океана в районе Исландии и в Норвежском и Гренландском морях было пробурено 17 скважин. Поднятые на борт колонки донных грунтов свидетельствуют о том, что образование бассейна Норвежского моря началось 55 млн. лет назад. Согласно выполненной участниками рейса интерпретации данных, в течение 25 млн. лет площадь Норвежского бассейна примерно на 150 км продолжала расширяться. Затем от побережья Гренландии отделилась протяженная полоса суши, которая переместилась в восточном направлении, а впоследствии погрузилась ниже уровня моря, образовав подводный хребет Ян-Майен. Колонки грунта, взятые с подводного Исландско-Фарерского порога, содержали лаву, которая в момент извержения изливалась на суше или на самом уровне моря, но не под водой. Возраст лавы не превышает 20 млн. лет, и это свидетельствует о том, что погружение порога ниже уровня моря произошло сравнительно недавно. Процесс погружения порога позволил Норвежскому морю свободно сообщаться с остальной Атлантикой. Теплые воды Атлантики начали в

этот период поступать к берегам Скандинавского полуострова и смягчили его суровый климат и климат прилегающих районов Арктики.

В Тихом, Индийском и Атлантическом океанах широко распространены подводные горы. Морские гравиметрические съемки, выполненные здесь, 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. Гравиметрически наиболее изученными вулканическими районами в океане являются Гавайский вулканический хребет и андезитовые вулканы Тихоокеанского вулканического пояса (рис. 40).

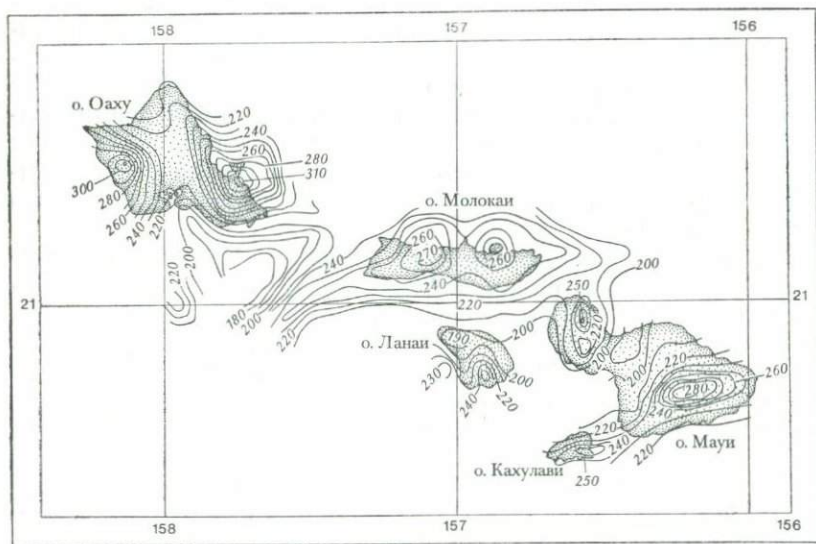


Рис. 40. Карта аномалий силы тяжести Гавайских островов в редукции Буге ($\sigma=2,3 \text{ г/см}^3$) (по W. E. Strange et al., 1965)

Количественные расчеты доказывают, что для обеспечения интенсивных положительных аномалий, приуроченных к кальдерам, необходимо наличие аномальных масс с избыточной плотностью около $1,0 \text{ г/см}^3$. Если первичная магма имеет состав, близкий к перидотиту ($\sigma=3,3 \text{ г/см}^3$), то плотность базальтовых лав, из которых сложен вулкан, по-видимому, не превышает $\sigma=2,3 \text{ г/см}^3$. Это подтверждается результатами измерения плотности образцов, отобранных с поверхности и при бурении. Плотность 300 образцов ультраосновных по-

род, отобранных из обнаженных участков вулканических штоков Гавайских островов, изменяется от 3,0 до 3,3 г/см³. Сейсмические исследования на о. Оаху выявили существование в вулканическом канале 2-километровой плотной массы при общей мощности земной коры 21 км. Отмечено увеличение мощности земной коры от 12—16 км под о. Гавайи до 21 км у о. Оаху. В этом же направлении увеличивается возраст вулканических пород Гавайских островов. Для древнейших пород на о. Оаху определен возраст в 5,4 млн. лет, а для о. Гавайи — 2,8 млн. лет. Для самых молодых пород на о. Оаху определен возраст 2,2 млн. лет, тогда как на о. Гавайи еще имеются действующие вулканы. Утолщение коры к северо-западу вдоль простираения Гавайского хребта в основном происходит за счет утолщения базальтового слоя коры. Для района о. Оаху прогибание земной коры, по-видимому, достигает 2 км [37]. Для островов Кука, Общества, Самоа, являющихся эродированными базальтовыми вулканами, аномалии Буге достигают максимальных значений 220—310 мГл над кальдерами. Для удовлетворительного объяснения наблюдаемых аномалий силы тяжести над этими островами также приходится допустить наличие вулканического канала, заполненного породами с повышенной плотностью 2,8—2,9 г/см³ [51].

Гравиметрические съемки на западных Канарских островах и окружающих районах Атлантического океана показали (рис. 41, А, Б), что Канарские острова выделяются повышенными до +200 мГл аномалиями в свободном воздухе и повышенными до +290 мГл аномалиями Буге ($\sigma=2,67$ г/см³). По сейсмическим и гравиметрическим данным под вулканами Канарских островов выявляются штоки пород с повышенной ($\sigma=3,1$ г/см³) плотностью. На рис. 42 приведены схема аномалий в свободном воздухе и разрез земной коры, построенный по гравиметрическим данным для банки Розмари в северо-восточной части Атлантического океана. Здесь также предполагается вулканический канал, заполненный породами с повышенной до 3,14 г/см³ плотностью [247]. На рис. 43 приведены карты аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге ($\sigma=2,67$ г/см³) для безымянной подводной горы к северо-западу от о. Ян-Майен, исследованной во время 10-го рейса НИС «Академик Курчатов». Комплексная интерпретация гравиметрических и магнитных данных, а также состав поднятого каменного материала доказывают вулканическую природу исследованной подводной горы. Плановое совпадение относительно повышенных аномалий Буге с локальными магнитными максимумами подтверждает предположение о подъеме плотных вулканических пород по трем жерлам, один из которых расположен под вершиной, а два других — под северо-восточным склоном под-

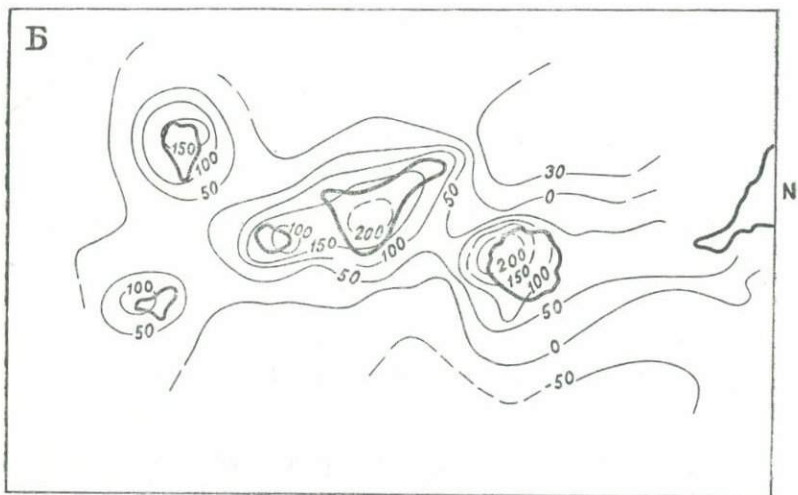
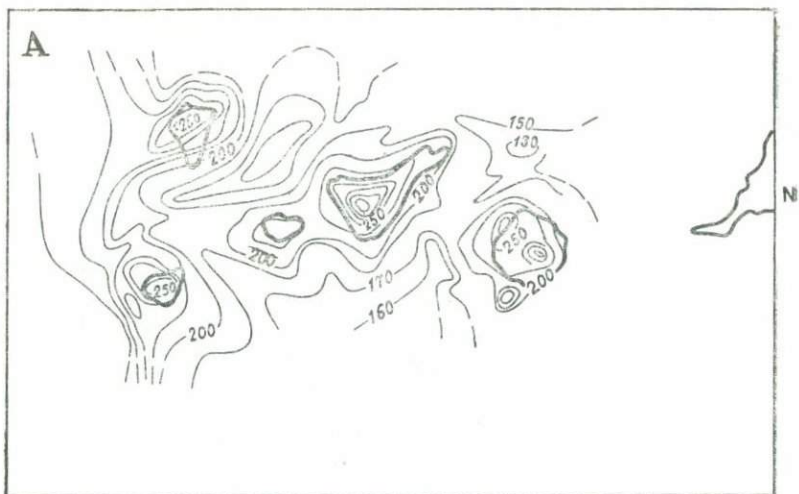


Рис. 41. Карты аномалий силы тяжести Канарских островов:
 А — в редукции Буге ($\sigma=2,3 \text{ г/см}^3$); Б — в редукции в свободном
 воздухе (по Е. Bosshard, L. I. Macfarlane, 1970)

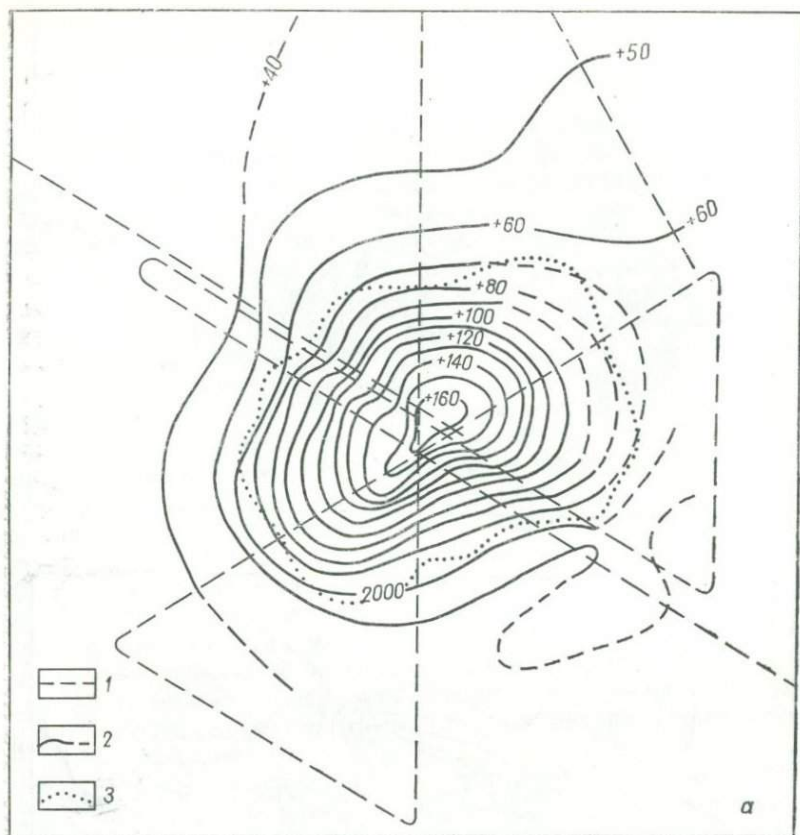
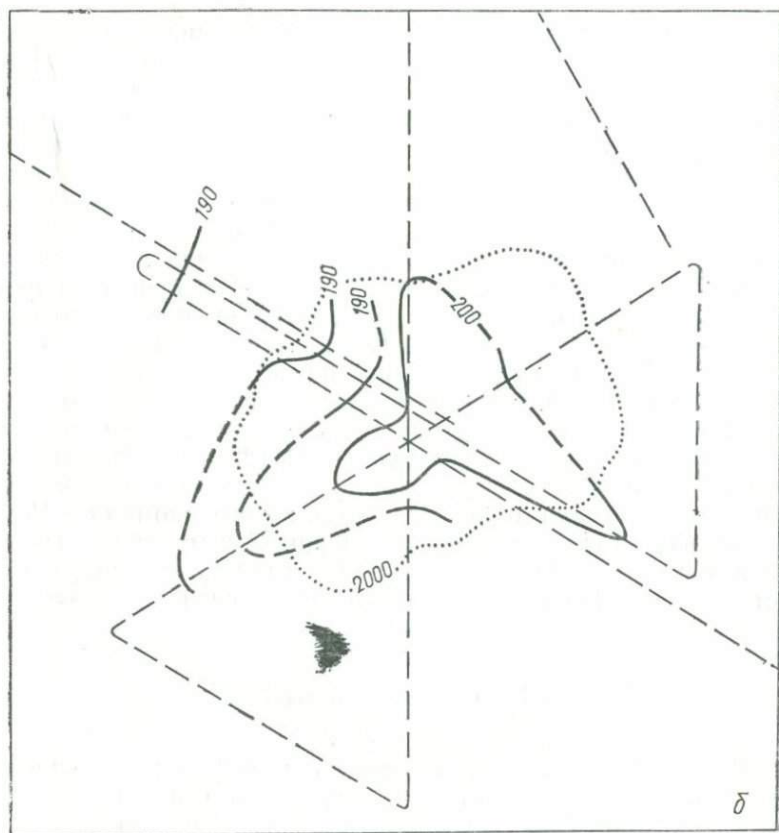


Рис. 42. Карты аномалий силы тяжести (безымянная
a — в редукции в свободном воздухе; *b* — в редукции Буге
 1 — галсы; 2 — изоаномалы, мГл; 3 — изобата

водной горы. Во многих случаях гравиметрические измерения, выполненные на кораблях над изолированными подводными горами, не обнаруживают эффектов, связанных с вулканическими каналами. Возможно, это обусловлено большой глубиной залегания и малой мощностью аномальных масс, а также интегральным характером гравитационного эффекта, создаваемого каналом и рельефом дна.

Широко распространены на дне океанов плосковершинные подводные горы-гайоты, являющиеся подводными вулканами. По данным бурения и драгирования для роста крупных вулканов требовалось от 1 млн. до 10 млн. лет. За это время должно восстановиться изостатическое равновесие.



подводная гора к северо-западу от о. Ян-Майен):
 ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) (по А. Г. Гайнанову и др., 1975):

При этом отсутствие компенсирующих корней опускания гайотов приводит к образованию характерной вогнутой к центру формы рельефа с окаймляющим кольцевым прогибом. Если поднятие скомпенсировано утолщением коры, опускание является следствием расползания этого корня. В этом случае опускание гайотов приводит к образованию пологой поверхности, угол наклона которой постепенно увеличивается от центра к краю [204]. Если вулканическая постройка имеет корень, но не достаточный для изостатической компенсации, то в этом случае к расползанию корня может добавиться и процесс проседания с образованием характерной вогнутой вершины и краевых рвов. Так, у обследованной нами подводной горы в южной части Гренландского моря высота над дном моря достигает 2000 м. Вершина горы срезана, поэтому

ее можно отнести к разряду гайотов. Еще одна особенность морфологии горы — наличие у ее подножия краевых понижений дна, которые хорошо видны с западной и восточной сторон. На севере и на юге краевые ложбины исчезают, перекрываясь шлейфом осадков, накапливающих у подножия горы. Такая ориентировка шлейфов вызвана, вероятно, преобладающими движениями водной толщи в этом районе. Аномалии Буге над горой указывают на отсутствие значительного утолщения земной коры. Поэтому для исследованной подводной горы, по-видимому, характерен процесс опускания как за счет прогибания коры, так и за счет некоторого расползания корня, что и отразилось на морфологии этой подводной горы. Большой интерес представляют оценки эффективной изгибной жесткости литосферы по гравитационным аномалиям над асейсмичными глыбовыми хребтами и горами вулканического происхождения [122, 262]. Под влиянием избыточной нагрузки хребтов и гор литосфера прогибается и создает характерные гравитационные аномалии. Чем больше эффективные значения толщины T и модуля Юнга E для литосферного слоя, тем меньше амплитуда и шире область прогиба. Плоский прогиб упругого слоя на жидкости описывается дифференциальным уравнением:

$$D \frac{d^4 z}{d S^4} + g(\sigma_m - \sigma_k) = g \sigma_k (H - H_0),$$

где $D = ET^3/12$ — изгибная жесткость литосферы; σ_m — плотность субстрата; σ_k — плотность нагрузки и вещества, заполняющего прогиб; $H(S)$ — глубина моря как функция расстояния вдоль профиля; H_0 — средняя глубина моря вне области хребта.

Подбором оптимального значения D добиваются минимальных средних квадратических расхождений между теоретической и наблюдаемой гравитационной аномалией. Для северной части Тихого океана по гравиметрическим аномалиям в области Гавайского и Императорского хребтов были получены следующие результаты: 1) изгибная жесткость $D = 5 \cdot 10^{29}$ Дн·см; 2) изгибная жесткость не зависит от возраста литосферы [262]. Гравиметрические профили через Китовый хребет, для которых были сделаны расчеты, дали значение оптимальной изгибной жесткости для литосферы Южной Атлантики от $1,7 \cdot 10^{28}$ до $2,7 \cdot 10^{28}$ Дн·см. Средняя изгибная жесткость литосферы для Китового хребта $2 \cdot 10^{28}$ Дн·см на порядок меньше, чем для области Гавайев, и на два порядка меньше, чем для континентальных областей [122]. Если предположить существование разломов вдоль оси хребта, то оптимальная изгибная жесткость будет примерно в 5 раз больше, чем в модели без разлома. Дан-

ные по Китовому хребту, в отличие от Тихоокеанских данных, свидетельствуют в пользу литосферы как среды Максвелла с временем релаксации порядка сотен тысяч лет.

Одним из возможных объяснений происхождения глубокой структуры протяженной цепи островов и подводных гор является гипотеза «горячих точек», впервые высказанная Т. Вильсоном в 1963 г., а в настоящее время развиваемая В. Морганом (1972) и некоторыми другими исследователями. Согласно гипотезе в нижней мантии образуется восходящий вертикальный поток, который достигает астеносферы и растекается в горизонтальном направлении и, возможно, создаст механизм, движущий литосферные плиты. Над областью вертикального мантийного потока появляются так называемые «горячие точки», районы с интенсивным вулканизмом, повышенным тепловым потоком, относительно приподнятой топографией. При движении литосферной плиты относительно «горячей точки» на плите остается след в виде вулканического хребта или цепи подводных гор. Если горячая точка расположена в области срединного хребта, по обе стороны от которого происходит раздвижение плит, то горячая точка оставляет след на обеих плитах. Однако гипотеза «горячих точек», достаточно хорошо объясняющая историю вулканизма на некоторых подводных хребтах, например Гавайском подводном хребте и некоторых других, не получила подтверждения глубоководным бурением подводного хребта Лайн-Туамоту в Тихом океане в 33-м рейсе судна «Гломар Челленджер». Геологическая история всех трех пунктов бурения в южной, центральной и северо-западной областях подводного хребта оказалась почти идентичной. Установлено, что вулканическая активность в этих областях окончилась не в разное время, как должно было бы случиться при движении плит над источниками лавы, а практически одновременно — в меловом периоде 80—85 млн. лет назад.

По-видимому, вряд ли возможно объяснить механизм «горячих точек» и движения литосферных плит над ними происхождение всех многообразных форм асейсмичных подводных хребтов и цепи подводных гор и островов. Происхождение вулканических островов и подводных гор можно объяснить проникновением разломов до астеносферного слоя, где вещество астеносферы разогрето до температуры ликвидуса базальтов, подъемом и излиянием расплавов по этим каналам. Механизм такого процесса подробно рассмотрен О. Г. Сорохтиным [183].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гравиметрические исследования на акваториях океанов имеют большое значение не только при изучении глубинного строения и динамики земной коры и верхней мантии, но и при оценке перспектив нефтегазоносности различных областей океанов.

Анализ глубинного строения дна океанов и рассмотрение требований, предъявляемых к нефтегазоносным регионам, позволяют оценить возможности нефтегазообразования и нефтегазонакопления в осадочном слое океанов с целью проведения его нефтегеологического районирования. Нефтегеологическое районирование дна океанов по существу сводится к выделению или к обособлению индивидуальных осадочных или осадочнопородных (по Н. Б. Вассоевичу) бассейнов, которые будут нефтегазоносными при наличии в них нефтегегерирующих толщ и зон возможного нефтегазонакопления. Нефтегегерирующие толщи должны содержать в достаточном количестве рассеянное органическое вещество и находиться на стадии среднего катагенеза. Кроме того, в разрезе осадочных пород должно иметь место переслаивание проницаемых и непроницаемых слоев, а последние в результате тектонических, седиментационных и других процессов должны образовывать ловушки.

Сводки по нефтегазоносности дна морей и океанов приведены в работах [26, 27, 132, 134, 136, 215 и др.]. В работе [180] на основании новых опубликованных геолого-геофизических данных, а также личных наблюдений была предпринята попытка оценки нефтегазоносности дна Мирового океана анализом данных о его глубинном строении с единых теоретических позиций о нефтегазоносных бассейнах, основы которого заложены И. О. Бродом (1964), и об органическом происхождении нефти [25].

Выделение осадочных бассейнов морей и океанов проведено преимущественно на основании совместного анализа сейсмических и гравиметрических данных, а также других

геофизических и геологических данных. Классификация бассейнов по тектонической приуроченности позволила выделить семь основных типов бассейнов: 1 — внутриплатформенные; 2 — внутрискладчатые; 3 — стыка платформы с океанической структурой, или периконтинентально-платформенные; 4 — стыка складчатого сооружения с океанической структурой, или периконтинентально-складчатые; 5 — стыка платформы со складчатым сооружением, или складчато-платформенные; 6 — стыка островных дуг с океаническими платформами, или периокеанические; 7 — внутριοкеанические. В работе Ю. М. Пущаровского [176] выделены три основных типа нефтегазоносных бассейнов в приокеанических зонах, принадлежащих к трем тектоническим типам разграничения континентов и океанов: современные геосинклинальные зоны, складчатые зоны континентальных окраин, оборванные приокеанические структуры древних платформ.

Геолого-геофизическое изучение строения дна Мирового океана показывает, что условия формирования ловушек разного типа неодинаковы для его различных частей. Наиболее благоприятны в этом отношении переходные зоны от материков к океанам, характеризующиеся сравнительно высокой подвижностью. Морские бассейны, развивающиеся на погружении окраин континентов, отличаются большим разнообразием дислокаций, осложняющих залегание осадочных слоев (антиклинальные поднятия, обусловленные блоковыми движениями фундамента, интрузиями, солянокупольным диапиризмом, зоны, связанные со стратиграфическими и литологическими несогласиями, региональными тектоническими нарушениями и др.).

Нефтегазоносные и перспективные на нефтегазоносность бассейны Тихоокеанского сегмента располагаются главным образом в пределах одноименного подвижного пояса, большинство из бассейнов приурочено к внутрискладчатым прогибам, формирующимся на стыке зон с глубоководными котловинами внутренних морей или океана. У нефтегазоносных бассейнов в плане вытянутая форма. В основном они сложены третичными отложениями. Диапазон нефтегазоносности, как правило, сравнительно невелик. Основные продуктивные толщи миоцен-плиоценового возраста. Основными типами бассейнов являются внутрискладчатые, периконтинентально-складчатые и приокеанические. Кроме того, выделяются бассейны складчато-платформенного и внутриплатформенного типов, имеющие ограниченное распространение. Всего в пределах Тихоокеанского сегмента насчитывается более 60 бассейнов, в 20 из них в морской или континентальных частях обнаружены месторождения нефти или газа. Из 65 нефтегазоносных бассейнов Атлантического сегмента в 38 доказана промышленная нефтегазоносность.

Внутриплатформенные бассейны связаны с крупными впадинами в теле материковых платформ, обрамляющих Атлантику. Значительные части их заняты внутриконтинентальными шельфовыми морями.

Периконтинентально-платформенные нефтегазоносные бассейны составляют наиболее представительную группу. В нее входят более 20 бассейнов с палеозойским или докембрийским фундаментом. Первые по географическому признаку подразделяются на бассейны, прилегающие к Атлантическому побережью Северной Америки, приуроченные к краевым частям и подводной окраине Патагонской платформы в Южной Америке, лежащие у Атлантических берегов Перинейского полуострова. Периконтинентально-платформенные бассейны с докембрийским фундаментом развиты вдоль западной окраины Африканской платформы между Капскими и Атласскими горами, вдоль краевых частей Гвианского и Бразильского щитов, у берегов Лабрадора и Антарктиды, приуроченные к зонам дробления и интенсивного мезозойского погружения краевых частей древних платформ, и расположены в основном на подводных продолжениях материков.

В Атлантическом сегменте к складчато-платформенным относятся бассейны Мексиканского залива, Ориноко и Магелланов в Америке, Аквитанский в Западной Европе и группа Средиземноморских бассейнов. Все они связаны с областями прогибания на стыке платформы и складчатого горного сооружения. В одних случаях (Магелланов бассейн) области прогибания охватывают только собственно предгорные прогибы, в других (бассейн Мексиканского залива) занимают также обширные платформенные площади, втянутые в погружение. Внутрискладчатые бассейны в Атлантическом сегменте распространены в Прикарибской части Южно-Американского континента, в Средиземноморском регионе. Периокеанические бассейны приурочены к Карибскому и Южно-Антийскому регионам. К внутриокеаническим, возможно, нефтегазоносным бассейнам может быть условно отнесена впадина Роколл, охватывающая склоны одноименного поднятия.

Основную группу нефтегазоносных бассейнов Индийского океанического сегмента составляют бассейны периконтинентально-платформенного типа, но имеются также внутриплатформенные, складчато-платформенные, периконтинентально-складчатые, периокеанические и внутриокеанические, частично или полностью затопленные водой. В сегменте выделяются около 40 бассейнов, в 11 из которых уже открыты нефтяные или газовые месторождения.

Внутриплатформенные бассейны образуют группу из бассейнов Суэцкого, Акаба, Красного моря, Аденского и Басс. Первые четыре сформировались в результате раскола, не-

которого горизонтального раздвижения и блокового опускания кембрийской платформы, последний связан с грабеновой впадиной в теле эпипалеозойской платформы. Бассейны обрамлены высоко приподнятыми выступами фундамента и представляют собой четко выраженные грабены.

К периконтинентально-платформенным нефтегазоносным бассейнам относятся 18 бассейнов, располагающихся вдоль края докембрийских платформ Африки, Мадагаскара, Индостана, Австралии и Антарктиды. В структурном отношении бассейны представляют собой очень своеобразные грабены-синеклизы, имеющие четкое обрамление со стороны суши, но без приподнятого элемента со стороны океана в рельефе дна.

Бассейны складчато-платформенного типа подразделяются на три группы: с кайнозойским складчатым обрамлением (Тиморский, Арафурский, Карпентария), с альпийским обрамлением (Персидский, Нижнеиндийский и Бенгальский) и с палеозойским обрамлением (Карру, Сент-Винсент).

Макранский бассейн представляет периконтинентально-складчатый, возможно нефтегазоносный, бассейн Индоокеанического сегмента. Он располагается в зоне сочленения альпийской складчатости с океанической платформой и отвечает Оманской глубоководной котловине Аравийского моря.

К типу периокеанических, возможно, нефтегазоносных бассейнов можно отнести своеобразную систему осадочно-породных бассейнов, располагающихся вдоль внешнего склона Бирмано-Яванской островной дуги. Бассейны с востока и севера ограничены кайнозойскими складками островов Суматра и Ява, а с запада и юга — дугой Яванского желоба. Поперечное сечение бассейнов представлено узкой впадиной протяженностью до 300 км, обычно не полностью компенсированной осадками, и ограничивающим ее со стороны океана антиклинальным поднятием, внешнее крыло которого сопряжено с внутренним бортом глубоководного желоба. Протяженность бассейнов от 600 до 1000 км, и они разграничены поперечными поднятиями.

Внутриокеанические возможно нефтегазоносные бассейны в Индоокеанском сегменте выделяются с большой долей условности. Региональные геофизические исследования выявили отдельные крупные внутриокеанические изометрического очертания блоки с корой, близкой к континентальной. В них определена мощная слоистая осадочная толща консолидированных пород. Линзы этих пород можно предположительно рассматривать как осадочно-породные бассейны, и в таком случае можно говорить о наличии, возможно нефтегазоносных, бассейнов в пределах собственно океанической структуры. Бассейны такого типа могут быть установлены на Западно-Австралийском поднятии (бассейн Брокен), в

районе Сейшельских и Маскаренских островов, на плато Кергелен, Агульяс и Натуралист.

В связи с высокой перспективностью на нефть и газ шельфов и континентальных склонов морей и океанов важнейшей задачей разведочной геофизики, в том числе и морской гравиметрии, становится изучение структуры фундамента и осадочного чехла в шельфовых зонах.

Опыт одновременных профильных непрерывных измерений силы тяжести, напряженности магнитного поля Земли и мощности осадков сейсмопрофилографом на шельфах и континентальных склонах Африки, Европы и Америки показал высокую эффективность такого комплекса при изучении структур фундамента и осадочного чехла. При непрерывном сейсмопрофилеировании из-за отсутствия сведений о скоростях упругих колебаний получают временной разрез, на котором хорошо видна качественная картина структуры осадочной толщи. Для получения количественных характеристик обычно используют данные о средних скоростях упругих колебаний в осадочной толще. Часто на профилях НСП можно обнаружить структуры акустического фундамента с различными поперечными размерами и с крутыми до $10-15^\circ$ углами наклона. Эти структуры могут быть соляными диапирами, интрузиями, антиклинальными складками уплотненных, более древних осадочных толщ. В зависимости от разности плотностей между осадочной толщей и акустическим фундаментом, а эта разность в основном определяется природой фундамента, аномалии силы тяжести над такими структурами могут изменяться от слабоотрицательных и нулевых (в случае солянокупольной структуры), до интенсивных положительных с амплитудой $+20-30$ мГл над интрузиями основных и ультраосновных пород. Над этими интрузиями наблюдаются интенсивные положительные или отрицательные (в случае обратной намагниченности) магнитные аномалии. Определив природу акустического фундамента, которая может быть различной на отдельных участках исследуемого профиля, возможно уточнить перевод временного сейсмического разреза в метрический, а также учесть гравитационный эффект акустического фундамента на наблюдаемые аномалии силы тяжести («геологическая» редукция) и получить остаточные аномалии, количественная интерпретация которых совместно с магнитными аномалиями позволит получить более надежную информацию о строении глубинных слоев земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапова Г. В. и др. Статистические характеристики некоторых морских геофизических профилей.—В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1969.

2. Александров С. Е., Суходольский В. В., Измайлов Ю. Н. Новый маятниковый прибор для определения силы тяжести на море.—«Труды ИФЗ АН СССР. Вопросы инструментальной гравиметрии», 1959, № 8 (175).

3. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостоптехиздат, 1962.

4. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.

5. Артемьев М. Е. Схема топографо-изостатических поправок за влияние дальних зон ($R > 222$ км) и упрощенный способ вычисления аномалий Гленни.—«Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1970, № 8.

6. Артемьев М. Е. Проблемы изостазии внутренних и окраинных морей территории СССР.—В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975.

7. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975.

8. Артюшков Е. В. Слой пониженной вязкости в верхней мантии Земли и связанные с ним явления.—«Бюлл. МОИП. Сер. геол.», 1970, № 2.

9. Баграмянц В. О. и др. Опыт гравиметрической съемки на корабле малого тоннажа в западной части Тихого океана.—В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1971.

10. Баюк Е. И. и др. Физические характеристики коренных пород дна и островов Индийского океана.—В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 1. М., «Наука», 1972.

11. Белов Ю. П., Исаев Е. П., Ушаков С. А. Методика изостатического редуцирования с помощью ЭЦВМ.—В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1969.

12. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1963.

13. Беляевский Н. А. Корреляционные зависимости между аномалиями силы тяжести Буге, границами в земной коре и глубинами до поверхности Мохоровичича.—В кн.: Глубинное строение земной коры. М., «Наука», 1975.

14. Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.—«Сов. геология», 1964, № 9.

15. Беляевский Н. А., Родников А. Г. Земная кора дальневосточных морей и островных дуг.—В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1972.

16. Береснев А. Ф. и др. Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии зоны Тихого океана. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1970.
17. Бобров Ю. В. и др. Автоматизированный наборный гравиметр. «Прикладная геофизика», вып. 50. М., «Недра», 1967.
18. Бобров Ю. В. и др. Некоторые результаты лабораторных и морских испытаний автоматизированного наборного гравиметра АНГ. «Прикладная геофизика», вып. 52. М., «Недра», 1968.
19. Бобров Ю. В. и др. Определение силы тяжести на море. М., «Недра», 1970.
20. Боярский Э. А. Автоматизированная обработка морских гравиметрических измерений на ЭЦВМ «Минск-22», ВИНТИ, 1279—74, деп. 1974.
21. Брод И. О. и др. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., «Недра», 1965.
22. Буданов В. Г. и др. Геофизические исследования глубинного строения земной коры и мантии в рифтовых зонах Атлантического океана. — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, 1977.
23. Приборы для определения силы тяжести на море и их исследование. М., «Наука», 1966.
24. Васильев Б. И. и др. Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М., Изд-во МГУ, 1975.
25. Вассоевич Н. В. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11.
26. Вашилов Ю. Я. Глубинные гравиметрические исследования. М., «Наука», 1973.
27. Вашилов Ю. Я., Гайнанов А. Г. Плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии. — В сб.: Методика и результаты исследования земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1972.
28. Вашилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Интерпретация гравитационного поля области Охотского моря и Тихого океана. — «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1968, № 2.
29. Вашилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Слоистоглыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях. — В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1969.
30. Венинг-Мейнес Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море. М., Гедезиздат, 1940.
31. Веселов К. Е. О статическом способе измерений силы тяжести на море с помощью упругой системы вращательного типа. — «Прикладная геофизика», вып. 15. М., «Недра», 1956.
32. Веселов К. Е., Лозинская А. М. Состояние и перспективы измерений силы тяжести на море. — В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1975.
33. Веселов К. Е., Сагигов М. У. Гравиметрическая разведка. М., «Недра», 1968.
34. Веселов К. Е. и др. О гравиметрической съемке с морскими гравиметрами на Охотском море и Тихом океане. — «Прикладная геофизика», вып. 29. М., «Недра», 1961.
35. Виноградов А. П. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 10.
36. Воропаев Е. Г. Гидростабилизированный гравиметр ТАГГ-I. — В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1972.
37. Вуллард Дж. Соотношение земной коры и мантии в области Гавайских островов. — В кн.: Краины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
38. Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охот-

- ском море и в северо-западной части Тихого океана. — «Труды Ин-та океанологии АН СССР», 1955, т. XII.
39. Гайнанов А. Г. Гравиметрические определения в Антарктике, Атлантическом океане и Средиземном море в девятом рейсе китобойной флотилии «Слава». — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1961.
40. Гайнанов А. Г. Гравиметрические определения на дизельэлектроходе «Обь» в первом антарктическом рейсе. — В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1961.
41. Гайнанов А. Г. О некоторых результатах гравиметрических исследований в Охотском море, Курило-Камчатской впадине и прилегающих частях Тихого океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1963.
42. Гайнанов А. Г. Плотностная неоднородность верхней мантии. — «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1966, № 10.
43. Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1968, № 3.
44. Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов. — В кн.: Кора и верхняя мантия. Междунар. геол. конгресс. М., «Наука», 1968.
45. Гайнанов А. Г. Измерения силы тяжести на море. — «Справочник геофизика», т. V. М., «Недра», 1968.
46. Гайнанов А. Г. О VI геолого-геофизическом рейсе НИС «Академик Курчатов» в северной Атлантике. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1970, № 3.
47. Гайнанов А. Г. О X юбилейном геолого-геофизическом рейсе НИС «Академик Курчатов» в Северной Атлантике. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1972, № 1.
48. Гайнанов А. Г. О глубинной структуре земной коры юго-западной части Тихоокеанской переходной зоны. — В кн.: Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей. М., «Наука», 1972.
49. Гайнанов А. Г. О плотности коренных пород рифтовых зон Атлантического и Индийского океанов. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 7. М., Изд-во МГУ, 1973.
50. Гайнанов А. Г. Интерпретация гравиметрических наблюдений в океане. — В кн.: Методика геофизических исследований океанов. М., «Наука», 1974.
51. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования строения земной коры в Тихом океане. — В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М., «Наука», 1974.
52. Гайнанов А. Г. Гравитационные аномалии океанов и их связь с глубинным строением земной коры и верхней мантии. — В кн.: Геофизические поля твердой оболочки Земли. М., «Сов. радио», 1976.
53. Гайнанов А. Г. Изостазия и глубинное строение дна Северной Атлантики. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол.», 1976, № 2.
54. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 9. М., Изд-во МГУ, 1978.
55. Гайнанов А. Г. Глубинное строение литосферы океанов по геофизическим данным. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1978, № 4.
56. Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. Гравиметрические исследования на э/с «Витязь» в Тихом океане в 1957—58 гг. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1961.
57. Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — «Сов. геол.», 1962, № 3.
58. Гайнанов А. Г., Петелин В. П. О физических свойствах некоторых донных и береговых пород западной части Тихого океана. — В сб.: Океанологические исследования. № 8. М., Изд-во АН СССР, 1963.

59. Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины. — ДАН, 1964, т. 158, № 3.

60. Гайнанов А. Г. и др. Комплексная интерпретация материалов геофизических наблюдений в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана. — В кн.: Сейсмические исследования. М., «Наука», 1965, № 6.

61. Гайнанов А. Г., Строев П. А. Некоторые особенности гравитационного поля и строение земной коры Атлантического, Индийского и Тихого океанов. — В кн.: Геофизические исследования, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1966.

62. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Геофизические исследования земной коры Атлантического океана. М., «Недра», 1967.

63. Гайнанов А. Г., Строев П. А. Гравитационное поле и мощность земной коры северо-западной части Индийского океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 3. М., Изд-во МГУ, 1967.

64. Гайнанов А. Г., Строев П. А. Некоторые черты строения земной коры в Красном море, Аденском заливе и северо-западной части Индийского океана. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1967, № 6.

65. Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения дна Берингова моря. — «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1968, № 8.

66. Гайнанов А. Г., Строев П. А. Гравитационное поле и строение земной коры центральной части Тихого океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1969.

67. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Строев П. А. Некоторые новые данные о глубинном строении земной коры переходных областей от океанов к материкам. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 5. М., Изд-во МГУ, 1970.

68. Гайнанов А. Г. и др. Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги. — «Морские гравиметрические исследования», вып. 5. М., Изд-во МГУ, 1970.

69. Гайнанов А. Г. и др. Изостазия и структура коры Охотского региона. — «Геофизический бюллетень», № 22. М., «Недра», 1971.

70. Гайнанов А. Г. и др. Изостазия и глубинная структура коры в зоне перехода от северо-восточной части Азиатского материка к Тихому океану. — В кн.: Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей. М., «Наука», 1972.

71. Гайнанов А. Г. и др. Об изостатическом состоянии коры в пределах Японского моря. — В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1972.

72. Гайнанов А. Г., Мелихов В. Р., Полякова Л. П. Гравиметрические исследования строения дна Северной Атлантики в VI рейсе НИС «Академик Курчатов». — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1972, № 5.

73. Гайнанов А. Г., Пантелеев В. Л. Морские гравиметрические работы в VI рейсе НИС «Академик Курчатов». — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1972.

74. Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Интерпретация аномалий силы тяжести на море. — «Экспресс-информация. Сер. морская геология и геофизика», № 1. М., ВИЭМС, 1973.

75. Гайнанов А. Г. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974.

76. Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федьинский В. В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1974, № 5.

77. Гайнанов А. Г., Удинцев Г. Б., Ушаков С. А. Глубинная структура дна в сейсмоактивных зонах Мирового океана. — В сб.: Сейс-

мотектоника Средней Азии и Дальнего Востока. М., «Сов. радио», 1974.

78. Гайнанов А. Г. и др. Физические свойства пород и геологическое строение островов Сан-Феликс и Сан-Амбросио. — «Геофиз. бюлл.», № 27. М., «Наука», 1974.

79. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Пантелеев В. Л. Результаты гравиметрических определений в 10-м рейсе НИС «Академик Курчатов» (1971 г.). — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1975.

80. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Строев П. А. Региональные аномалии силы тяжести Индийского океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 7. М., Изд-во МГУ, 1973.

81. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Региональные аномалии силы тяжести Атлантического океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1975.

82. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Строев П. А. Усредненные аномалии гравитационного поля в редукции Буге ($\sigma=2,67$ г/см³) масштаба 1:40 000 000. — Геолого-геофизический атлас Индийского океана. Международная Индоокеанская экспедиция. М., Изд-во АН СССР, ГУГК при Совете Министров СССР, 1975.

83. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Строев П. А. Схематические разрезы земной коры по гравиметрическим данным. — Геолого-геофизический атлас Индийского океана. Международная Индоокеанская экспедиция. М., Изд-во АН СССР, 1975.

84. Гайнанов А. Г., Тальвани М. Гравитационное поле Индийского океана. — Геолого-геофизический атлас Индийского океана. Международная Индоокеанская экспедиция. М., Изд-во АН СССР, 1975.

85. Гайнанов А. Г. и др. О прогнозировании аномального гравитационного поля Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1976, № 5.

86. Гайнанов А. Г. и др. Геофизические поля и глубинное строение земной коры Тихого океана. Международный геол. конгресс. М., «Недра», 1976.

87. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Мелихов В. Р. Гравиметрические исследования в Атлантическом океане. М., ВИЭМС, 1975.

88. Гайнанов А. Г. и др. Физические свойства осадочных и метаморфических пород дна Атлантического океана. — В кн.: Проблемы освоения Мирового океана. Калининград, 1977.

89. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Мелихов В. Р. Общие черты гравитационного поля. — В кн.: Исландия и Срединно-Атлантический хребет. М., «Наука», 1977.

90. Гайнанов А. Г., Соколов Б. А., Несмеянов Д. В. Особенности геологического строения и нефтегазоносность Тихоокеанского сегмента. — В кн.: Геология и геофизика дна морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977.

91. Гладун В. А. Морские гравиметрические измерения во время седьмого рейса дизель-электрохода «Обь». — «Инф. бюлл. САЗ». М., 1963, № 41.

92. Гладун В. А. и др. Гравиметрические исследования в районе Курило-Камчатской впадины и северо-западной части Тихого океана в 1958 г. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1963.

93. Гладун В. А. и др. Опыт профильных гравиметрических измерений автоматизированным гравиметром в 41 рейсе НИС «Витязь». — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1972.

94. Гладун В. А. Гравиметрические исследования северо-западной части Индийского океана. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. II. М., «Наука», 1972.

95. Гладун В. А. Морской автоматизированный гравиметр

(МАГ).— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1975.

96. Глумов И. Ф., Агафонников А. М. Геодезическое обеспечение морских геофизических исследований.— В кн.: Морские геофизические исследования. М., «Недра», 1977.

97. Городницкий А. М. Мощность океанической литосферы и предельная высота подводных вулканов.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1977.

98. Грабков В. К., Павлов Ю. А. Новейшие движения и изостатическое состояние земной коры в районе Курильской островной дуги.— ДАН, 1972, т. 203, № 3.

99. Грушинский Н. П. Морские определения силы тяжести в Антарктике в 1956—1957 гг.— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1961.

100. Грушинский Н. П. О связи поверхности Мохоровичича с рельефом и аномалиями силы тяжести.— «Сообщение ГАИШ», 1961, № 119.

101. Грушинский Н. П. и др. Каталог гравиметрических пунктов Антарктики.— «Труды ГАИШ», т. 42. М., Изд-во МГУ, 1972.

102. Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Об аномалиях Буге на океанах.— ДАН, 1969, т. 184, № 2.

103. Гурарий Н. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным.— «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 98.

104. Деменицкая Р. М. Кора и мантия земли. М., «Недра», 1975.

105. Дубинин Е. П., Иванов О. П., Ахунов А. Х. Природа региональной составляющей аномального гравитационного поля над трансформными разломами.— «Материалы III научной конференции аспирантов и молодых ученых. Секция геофиз.», 1976.

106. Жонголович И. Д. О редуциях силы тяжести.— «Труды ЦНИИГАиК», вып. 68. Исследования по гравиметрии, 1949.

107. Жонголович И. Д. Внешнее гравитационное поле Земли и фундаментальные постоянные, связанные с ним.— «Труды ин-та теоретической астрономии», 1952, вып. 3.

108. Зверев С. М. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам сейсмических исследований (НАСП-72).— «Бюлл. МОИП. Сер. геол.», 1975, т. 50, № 3.

109. Зоммер И. Э., Гайнанов А. Г. Методика и результаты определений силы тяжести в Антарктиде.— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1961.

110. Зорин Ю. А. Методика вычисления аномалий Грааф-Хантера и изостазия в Прибайкалье.— «Геология и геофизика», 1968, № 1.

111. Исмаходжаев С. К. Методы теории случайных функций в надводных гравиметрических наблюдениях. М., «Наука», 1970.

112. Калинин М. К. Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969.

113. Капцова И. Н. Морские гравиметрические работы в IX Советской антарктической экспедиции 1963—1964 гг.— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 3. М., Изд-во МГУ, 1967.

114. Карасик А. М. Некоторые возможности использования корреляционной теории случайных функций для решения методических задач в магниторазведке и гравиразведке.— В кн.: Теоретические обоснования и практика трансформаций геофизических полей. М., «Наука», 1968.

115. Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и разрастание океанического дна.— «Геотектоника», 1971, № 2.

116. Каратаев Г. Н. Корреляционная схема геофизической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, «Наука», 1966.

117. Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.

118. Каула У. М. Тектоника и гравитационное поле Земли. — В кн.: Природа твердой земли. М., «Мир», 1975.
119. Коган Л. И. Автоматизированная система морской геофизики. — В кн.: Морские геофизические исследования. М., «Недра», 1977.
120. Коган Л. И. Результаты глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн (ГСП—МОВ) в 7-м рейсе НИС «Академик Вернадский». — В кн.: Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта, Севастополь, 1975.
121. Коган Л. И. Использование автоматизированных комплексов сбора геофизической информации «Рельеф» и ГРАД при выполнении исследований в 7-м рейсе НИС «Академик Вернадский». — В кн.: Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта, Севастополь, Изд-во МТИ АН УССР, 1975.
122. Коган М. Г. Гравитационное поле океанических глыбовых хребтов. — «Изв. АН СССР. Сер. физика Земли», 1976, № 10.
123. Коган М. Г., Александрова О. Б. Гравитационное поле Исландского плато и Норвежской котловины. — В кн.: Исландия и Срединно-океанический хребет. Строение дна океана. М., «Наука», 1977.
124. Корякин Е. Д. Зависимость между гравитационными аномалиями и мощностью земной коры Атлантического океана. — ДАН, 1959, т. 129, № 6.
125. Корякин Е. Д. Гравитационное поле Атлантического океана и его связь с глубинным строением земной коры. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1963.
126. Корякин Е. Д. Измерения силы тяжести во время 8-й САЭ (1962—1963). — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 3. М., Изд-во МГУ, 1967.
127. Корякин Е. Д., Фролов А. И. Гравиметрические работы ГАИШ и НИИГА в 14-й Советской Антарктической экспедиции. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1972.
128. Корякин Е. Д. Первый непрерывный гравиметрический профиль в Антарктике. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 7. М., Изд-во МГУ, 1973.
129. Корякин Е. Д. и др. Строение земной коры моря и дуги Скоша по геофизическим данным. — В кн.: Антарктика, вып. 12. М., «Наука», 1973.
130. Краев А. Г., Кузиванов В. А., Немцов Л. Д. Современное состояние и перспективы развития морских надводных гравиметрических измерений. — В кн.: Морская геология и геофизика, № 3. ОЦНТ, ВИЭМС, 1976.
131. Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Швейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. М., Изд-во МГУ, 1958.
132. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
133. Кузиванов В. А., Найнанов А. Г. Об измерении магнитного поля при выполнении морских маятниковых наблюдений. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1961.
134. Кузнецов Ю. Я. и др. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970.
135. Ладынин А. В. Гравитационные аномалии в редукции Грааф-Хантера и изостатическое состояние земной коры в Забайкалье. — «Геология и геофизика», 1966, № 3.
136. Левин Л. Э., Хаин В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазоаккумуляции в системе Мирового океана. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 3.
137. Левицкая З. Н. Эффект орбитального движения в морской гравиметрии («кросс-каплинг» эффект). — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1972.
138. Лившиц М. Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного

вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанического кольца. — «Геология и геофизика», 1965, № 1.

139. Лисицин А. П. Возраст и состав базальтового ложа океанов. — ДАН, 1974, т. 217, № 3.

140. Лисицин А. П. Мощность осадочной толщи на дне океанов. — ДАН, 1974, т. 217, № 4.

141. Литвин В. М., Руленко М. В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане. — ДАН, 1973, т. 213, № 4.

142. Литинский В. А. Выбор редукции силы тяжести для геологической интерпретации гравиметрических съемок на море. — «Уч. зап. НИИГА. Сер. регион. геол.», 1968, вып. 12.

143. Литинский В. А. Выбор универсальной геологической редукции силы тяжести для истолкования мелкомасштабных гравиметрических съемок на суше и на море. — «Уч. зап. НИИГА. Сер. регион. геол.», 1969, вып. 16.

144. Литинский В. А. Методика построения гравиметрической карты в универсальной редукции. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 11. Л., Изд-во НИИГА, 1976.

145. Литвиненко О. К., Мелихов В. Р. и др. Численные методы решения прямой задачи гравиразведки. — «ИС ОНТИ ВИЭМС. Сер. регион. развед. и промысл. геофизика», вып. 2. № 29. М., 1969.

146. Литвиненко О. К. Автоматизированная система обработки и интерпретации результатов гравиметрических измерений. М., «Недра», 1973.

147. Луговенко В. Н. Статистический анализ аномального магнитного поля территории СССР. М., «Наука», 1974.

148. Луговенко В. Н., Сорока А. И. Статистические характеристики аномальных гравитационного и магнитного полей. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1970, т. X, № 3.

149. Луговенко В. Н., Пушкова А. Н. Совместный статистический анализ аномальных магнитного и гравитационного полей. — В кн.: Методика геофизических исследований океанов. М., «Наука», 1974.

150. Люстих Е. Н. Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести. — «Труды ин-та теор. геофиз. АН СССР», 1947, № 3.

151. Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М., Изд-во АН СССР, 1957.

152. Магницкий В. А. О редукциях силы тяжести. — «Труды ЦНИИГАиК», 1948, вып. 51.

153. Магницкий В. А. Основные вопросы геологического истолкования гравитационных и геодезических данных. — «Труды МИИГАиК», 1950, вып. 8.

154. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

155. Мелихов В. Р. Логарифмические палетки. — В кн.: Справочник геофизика, т. V. М., «Недра», 1968.

156. Мелихов В. Р., Гайнанов А. Г., Пантелеев В. Л. О вычислении поправки за топографию дна океана при профильных гравиметрических съемках. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1971.

157. Мирлин Е. Г., Мелихов В. Р., Вержбицкий Е. В. Статистические характеристики аномального магнитного поля центральной части Атлантического океана. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 3. М., «Наука», 1974.

158. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.

159. Немцов Л. Д. и др. Гравиразведка. — В кн.: Морские геофизические исследования. М., «Недра», 1977.

160. Непомнящих А. А. Логарифмические гравитационные палетки. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1952, № 1.

161. Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов Б. В. Строение земной коры в Индийском океане по результатам сейсмических исследований в 36-м рейсе и/с «Витязь». — ДАН, 1967, т. 174, № 2.
162. Непрочнов Ю. П. и др. Строение коры и верхней мантии Аравийско-Индийского хребта и прилегающих областей дна океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 2. М., «Наука», 1972.
163. Николаев Н. И., Николаев П. Н., Сидоров И. С. Карта градиентов скорости новейших тектонических движений и ее физическая интерпретация. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1968, № 6.
164. Орленок В. В., Гайнанов А. Г. Геофизические исследования структуры земной коры Лабрадорского моря. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1967, № 5.
165. Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля Дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972.
166. Павлов Ю. А., Семакин В. П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны. — В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1972.
167. Павлов Ю. А., Сычев П. М. Гравитационные аномалии островной дуги Рюкю (Нансей) и прилегающей акватории. — «Геология и геофизика», 1975, № 1.
168. Пантелеев В. Л. Приближенный метод определения спектральной плотности геофизических полей. — «Труды ГАИШ», 1972, № XIII, вып. 2.
169. Пантелеев В. Л. Гиростабилизатор морских гравиметров. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 7. М., Изд-во МГУ, 1973.
170. Пантелеев В. Л. Динамический синтез морских гравиметров. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1975.
171. Пантелеев В. Л., Бобров Ю. В. Прибор для регистрации горизонтальных ускорений в кардановом подвесе. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 5. М., Изд-во МГУ, 1970.
172. Пантелеев В. Л., Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 3. М., «Наука», 1974.
173. Пантелеев В. Л. и др. Анализ статистических характеристик возмущающих ускорений. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1969.
174. Попов Б. Г. Краткий обзор современных морских гравиметрических съемок, выполненных за рубежом. — «Записки по гидрографии», 1970, № 1.
175. Попов Е. И. Определение силы тяжести на подвижном основании. М., «Наука», 1967.
176. Пушаровский Ю. М. О тектонике и нефтегазоносности приокеанических зон. — «Геотектоника», 1975, № 1.
177. Розе Е. К., Эфендиева М. А. Некоторые статистические характеристики аномального магнитного поля на океанах. — «Геоматематизм и аэрономия», 1968, т. 8, № 4.
178. Семенов Г. А., Гайнанов А. Г. Глубинное сейсмическое зондирование методом преломленных волн и структура земной коры в области Тихого океана. — В кн.: Геофизика для Тихого океана. М., «Наука», 1974.
179. Скорикина М. Ф. Зависимость между скоростью и плотностью горных пород в различных регионах земной коры зоны перехода. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Южно-Сахалинск, 1969.
180. Соколов Б. А. и др. Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973.

181. Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. — «Сов. геол.», 1963, № 3.
182. Сорокин Л. В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М., Гостоптехиздат, 1953.
183. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция земли. М., «Наука», 1974.
184. Строев П. А. О гравиметрических измерениях Л. В. Сорокина на акваториях Японского и Охотского морей в 1937 г. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1969.
185. Строев П. А. Аномалии силы тяжести акватории Японского моря. ДАН, 1971, т. 198, № 14.
186. Строев П. А. Южный океан и Антарктика по гравиметрическим данным. М., «Наука», 1972.
187. Строев П. А., Гайнанов А. Г. О строении земной коры Индийского океана по данным геофизических исследований. — «Океанология», 1965, т. V, вып. 4.
188. Строев П. А., Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования в западной части Тихого океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1969.
189. Строев П. А., Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. Новые данные об изостазии и глубинной структуре коры Японского моря. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 7. М., Изд-во МГУ, 1973.
190. Строев П. А. и др. Измерения силы тяжести в Японском море. — «Труды ГАИШ», т. XLIII, вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1972.
191. Строев П. А., Ушаков С. А., Фролов А. И. Земная кора краевой зоны Антарктиды. М., «Наука», 1967.
192. Суходольский В. В. Прибор РНУ для исследований наклонов и ускорений, действующих при гравиметрических определениях на море. — «Труды ИФЗ АН СССР. Вопросы инструментальной гравиметрии», 1959, № 8(175).
193. Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — «Геотектоника», 1969, № 1.
194. Сычев П. М. Строение верхней мантии и природа глубинных процессов систем островных дуг и желобов. — «Труды СахКНИИ», 1975, вып. 37.
195. Тараканов Ю. А. Источники крупнейших гравитационных аномалий. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структуры земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1977.
196. Тарков А. П. Глубинное строение основных планетарных структур по геофизическим данным. Воронеж, 1970.
197. Тулин В. А. Морские гравиметрические наблюдения. — В кн.: Методика геофизических исследований океанов. М., «Наука», 1974.
198. Тулин В. А. и др. Атлас океанических гравиметрических профилей. ВИНТИ, № 1701—74 Деп., 1974.
199. Тулин В. А., Осинская С. В. Морской гравиметр с автоматизированным отсчетом. — В кн.: Аппаратура и методы измерения силы тяжести на море. М., «Наука», 1970.
200. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
201. Удинцев Г. Б. и др. Геолого-геофизические исследования в VI рейсе НИС «Академик Курчатов» в Северной Атлантике. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М., «Наука», 1973.
202. Ушаков С. А. Строение и развитие земли. — «Итоги науки и техники», Физика Земли, т. I. М., ВИНТИ, 1974.
203. Ушаков С. А., Иванов С. С. Изостатическое редуцирование и некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных аномалий

в переходных зонах. — В кн.: Морская геология и геофизика, № 1, Рига, «Зинатне», 1970.

204. Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972.

205. Уэрзел Дж. Л., Шербет Г. Л. Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

206. Федотов С. А. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., «Наука», 1969.

207. Федынский В. В. Задачи морских гравиметрических экспедиций МГУ (1954—1958). — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1961.

208. Федынский В. В. Разведочная геофизика. М., «Недра», 1964.

209. Федынский В. В., Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Геофизические исследования глубинного строения дна морей и океанов. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1970, № 2.

210. Фотиади Э. Э. О зависимости пористости и плотности пород осадочного покрова от глубины из залегания. — «Геология нефти», 1957, № 4.

211. Фролов А. И. Гравиметрические работы ГАИШ в третьей Советской антарктической экспедиции в 1957—1958 гг. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1963.

212. Фролов А. И. Гравиметрические работы ГАИШ в пятой Советской антарктической экспедиции в 1959—1960 гг. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1963.

213. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.

214. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

215. Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулианн Л. И. Объем осадочной толщи и прогнозные запасы углеводородов в системе впадин мирового океана. — ДАН, 1971, т. 290, № 5.

216. Хейфец М. Е. Современное состояние технических средств для выполнения морских гравиметрических работ. — Морская геология и геофизика, М., ОЦНТИ ВИЭМС, 1975.

217. Хейс Д. Перуанско-Чилийский желоб. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

218. Холопов Б. В. Строение земной коры и верхней мантии в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Иссл. по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 3. М., «Наука», 1974.

219. Щор Дж. Г., Райтт Р. У. Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

220. Шрейдер А. А. О неоднородности физических свойств литосферы Аравийско-Индийского хребта. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1972.

221. Юинг Дж. Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

222. Argani-Named I. Lateral variation of density in the mantle. — «Geoph. J. Roy. Astr. Soc.», 1970, v. 20, N 3.

223. Barday R. J. Free air gravity anomalies south of Panama and Costa Rica. — «NOAA Technical Memorandum ERL», Miami, Florida, 1971.

224. Birch F. S. The Barracuda fault zone in the western North Atlantic: geological and geophysical studies. — «Deep. Sea Res.», 1970, vol. 17, N 5.

225. Bouvet I. Anomalies de Bouguer. — «Bureau Gravimetrique Internationale». Paris, 1971.

226. Bowin C. Origin of the Ninety east ridge from studies near the equator. — «J. Geoph. Res.», 1975, v. 78, N 26.

227. Bowin C. Puerto-Rico trench negative gravity anomaly belt. — «Geol. Soc. Amer. Memoer», 1972, v. 132.
228. Caputo M. et al. Gravity Measurements in the Atlantic, Pasific and Indian oceans. May 1962 — Aug. 1963. (R/Y «Argo»). Los Angeles, California, 1964.
229. Dehlinger P. Gravity and its relation to topografy and geology in the Pasific Ocean. — «Geoph. Monograph», v. 13, Am. Geoph. Un. Washington, 1969.
230. Einarsson T. A survey of gravity in Iceland. Reykjavik. — «Soc. Sci. Isl.», 1954.
231. Grow I. A. Crustal and upper mantle structure of the conral Aleutian arc. — «Bull. Geol. Soc. of Am.», 1973, v. 84.
232. Grow I. A., Bowin C. O. Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere. — «J. Geoph. Res.», 1975, v. 80, N. 11.
233. Helfer M. D., Caputo M., Harrison J. C. Gravity measurements in the Pasific and Indian Oceans. — «Monsoon Expedition 1960—1961», Los Angeles, California, 1962.
234. International Indian Ocean Expedition «Pioneer» — 1964, «Bathymetry, Geomagnetic and Gravity Data», Los Angeles, California, 1969.
235. Kogan M. G. Gravity field of the Kuril-Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere. — «J. Geoph. Res.», 1975, v. 80, N 11.
236. Lambeck K. Gravity anomalies over ocean ridges. — «Geoph. J. Roy. Astr. Soc.», 1972, v. 30, N 1.
237. Leeds A. R., Khopoff L., Kausel E. G. Variations of upper mantle structure under the Pacific Ocean. — «Science», 1974, v. 86, N 4159.
238. Le Pichon X., Francheteau J., Bonini I. Plate tectonics. Elsevier publishing, Amsterdam, London, New York, 1973.
239. Le Pichon X., Talwani M. Regional Gravity in the Indian Ocean. — «Deep-Sea Res.», 1969, v. 16, N 3.
240. Le Pichon X. et al. Crustal structure of the mid oceanic ridges. — «J. Geoph. Res.», 1965, 70, N 2.
241. Matthews D. H. et al. Crustal structure and origin of Peak and French deeps, Northeast Atlantic. — «Geoph. J. Roy. Astr. Soc.», 1969, v. 18, N 5.
242. Nafe I. E., Drake C. L. Physical properties of marine sediments. — «The Sea», v. 3, New York, 1963.
243. Palmason G. Crustal structure of Iceland from explosion seismology. Reykjavik, 1971.
244. Rabinowitz P. D. Gravity anomalies on the continental margin of Angola, Africa. — «J. Geoph. Res.», 1972, v. 77, N 32.
245. Rabinowitz P. D. Gravity anomalies across the east African continental margin. — «J. Geoph. Res.», 1973, v. 76, N 29.
246. Rose J. C., Tracy R. W. Gravity results in the Solomon islands region, aboard H. M. S. «Dampier» in 1965. «Hawaii Institute of Geophysics». Raport, 1971, N 17.
247. Scrutton R. A. Gravity and magnetic interpretation of Rosemary Bank north-east Atlantic. — «Geoph. J. Roy. Astr. Soc.», 1971, v. 24, N 1.
248. Shor G. G., Menard H. W., Raitt R. W. Structure of the Pacific Basin. — «The Sea», v. 4. New York, 1970.
249. Sibuet I. C., Le Pichon X., Coslin I. Thickness of lithosphere deduced from gravity edge effects across the Mendocino fault. — «Nature», 1974, v. 252, N 5485.
250. Sokolov B. A. et al. Petroleum resources of seas and oceans. Moscow, «Mir», 1976.
251. Sykes L. R. Scismicity of the Indian Ocean and possible nascent island arc between Ceylon and Australia. — «J. Geoph. Res.», 1970, v. 75, N 26.

252. Talwani M. Gravity. — «The Sea», v. 4. New York, 1970.
253. Talwani M., Le Pichon X. Gravity Field over the Atlantic Ocean. «Geoph. Monograph», v. 13. Am. Geoph. Un. Washington, 1969.
254. Talwani M., Meijer R. R. Gravity measurements Eltanin cruises 28—32. «Preliminary report». New York, 1972.
255. Talwani M., Windisch Ch. C., Langseth M. G. Ir. Reykjanes zidge crest: a detailed geophysical study. — «J. Geoph. Res.», 1971, v. 76, N. 2.
256. Tomoda Y., Segava J., Tokuhiko A. Free Air gravity anomalies at sea around Japan measured by the Tokyo surface ship Gravity Meter (1961—1969). — «Proc. Japan Academy», 1970, v. 46, N 9.
257. Van Andel Tj., Bowin C. O. Mid Atlantic ridge between 22° and 23° North Latitude and the tectonics of Mid Ocean rises. — «J. Geoph. Res.», 1968, v. 73, N 4.
258. Van der Linden V. I. M. Structural relationships in the Tasman sea and the South-west Pacific Ocean. — «N. S. I. Geol. and Geophys.», 1967, v. 10, N 5.
259. Vening Meinesz F. A. Gravity expeditions 1948—1958, v. 5. Publ. of the Netherlands Geodetic Commission, 1960.
260. Wagner C. A. et al. Improvement in the geopotential derived from satellite and surface data (Gem 7 and 8). — «J. Geoph. Res.», 1977, v. 82, N 5.
261. Watts A. B. Gavity and Bathymetry in the central Pacific ocean. — «J. Geoph. Res.», 1976, v. 81, N 8.
262. Watts A. B., Cochran I. R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawaii-Emperor Seamount chain. — «Geoph. J. Roy. Astr. Soc.», 1974, v. 38, N 1.
263. Watts A. B., Talwani M. Gravity anomalies seaward of deep sea trenches and their tectonic implications. — «Geoph. J. Roy. Astr. Soc.», 1974, v. 36, N 1.
264. Weidner D. I. Rayleigh wave phase velocities in the Atlantic Ocean. — «Geoph. J. Roy. Astr. Soc.», 1974, v. 36, N 1.
265. Woollard G. P., Rose I. C. International gravity measurements. — Madison Univ. of Wisconsin, 1963.
266. Woollard G. P., Daugherty K. I. Collection, processing and geophysical analysis of gravity and magnetic data; gravity gradients associated with sea-floor topography. — «Hawaii Institute of geophysics», 1970.
267. Woollard G. P., Khan M. S. Prediction of gravity in ocean areas. — «Hawaii Institute of geophysics», 1972.
268. Woollard G. P., Strange W. E. Gravity anomalies and the crust of the Earth in the Pacific Ocean. — «Geophys. Monograph.», v. 6, Am. Geoph. Un. Washington, 1962.
269. Worzel G. L. Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959. New York, 1965.
270. Yoshii T. Upper mantle structure beneath the North Pacific and the marginal seas. — «J. Phys. Earth», 1973, v. 21.
271. Yoshii T. Features of the upper mantle around Japan as inferred from gravity anomalies. — «J. Phys. Earth», 1972, v. 20.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Аппаратура и методика морских гравиметрических наблюдений	9
Морские маятниковые приборы	9
Морские гравиметры	12
Методика измерений и обработки результатов наблюдений с морскими гравиметрами	30
Гравиметрические экспедиции в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах	37
Глава 2. Аномальное гравитационное поле Тихого, Атлантического и Индийского океанов	55
Аномальное гравитационное поле Земли по комбинации спутниковых и наземных данных	56
Аномальное гравитационное поле океанов по осредненным на площадях размером $5 \times 5^\circ$ значениям аномалий силы тяжести	58
Методика составления гравиметрических карт по осредненным значениям аномалий силы тяжести на площадях размером $1 \times 1^\circ$	62
Прогнозирование аномального гравитационного поля океанов	64
Гравитационное поле Тихого, Атлантического и Индийского океанов по осредненным на площадях размером $1 \times 1^\circ$ значениям аномалий силы тяжести	67
Глава 3. Интерпретация аномалий силы тяжести в океанах	73
О редукциях силы тяжести	73
Методы интерпретации гравиметрических данных в океане	86
Плотность коренных пород дна океанов	103
Глава 4. Результаты интерпретации гравитационных аномалий в различных областях Тихого, Атлантического и Индийского океанов	107
Рифтовые зоны срединно-океанических хребтов	107
Переходные зоны от материков к океанам	148
Глубоководные котловины	205
Подводные хребты, возвышенности, горы, острова	209
Заключение	222
Литература	227

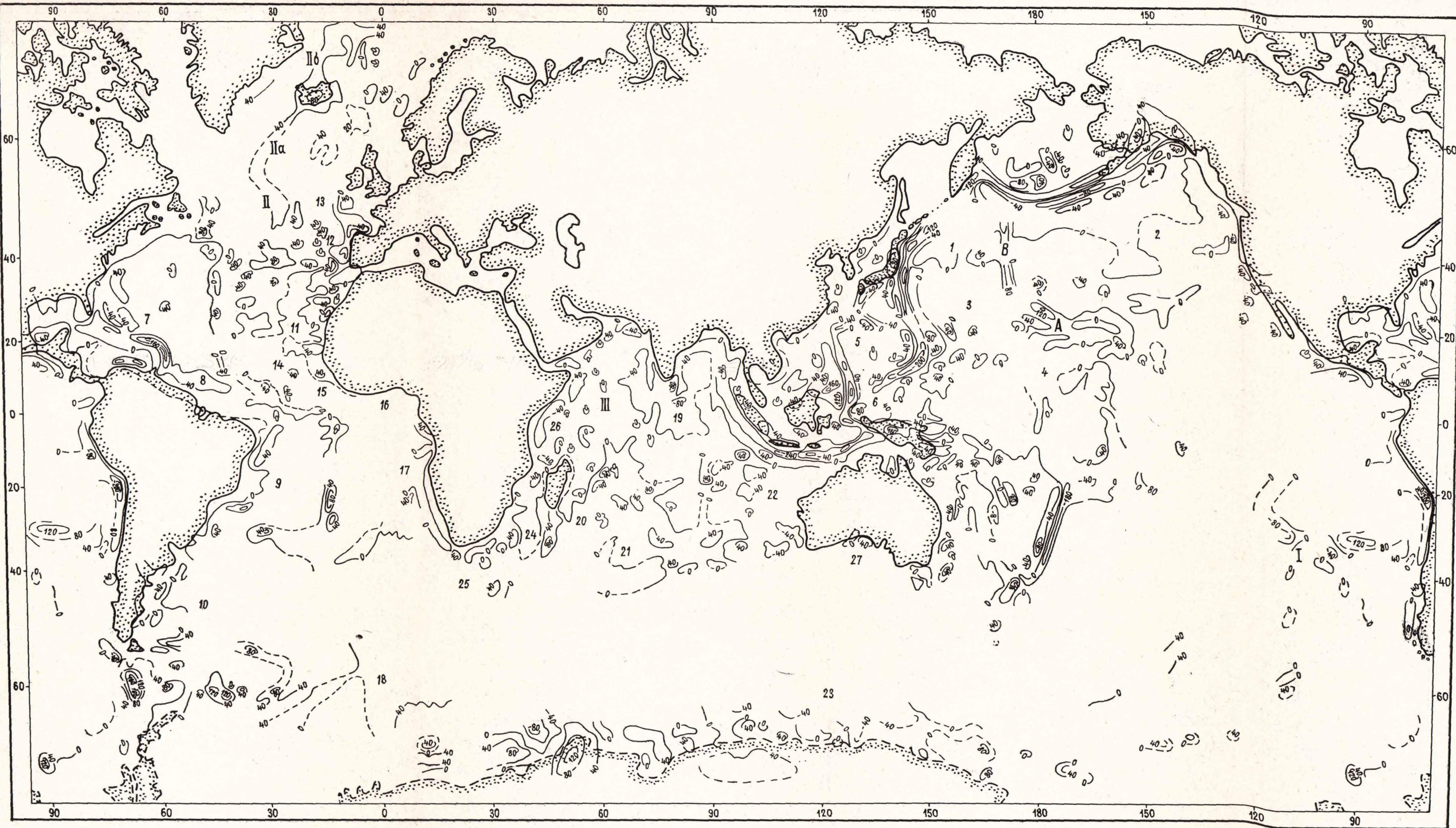


Рис. 7. Схематическая карта осредненных по одноградусным квадратам аномалий силы тяжести океанов в редукции в свободном воздухе, международная нормальная формула Кассиниса 1930 г. Изоаномалы, мГл (по А. Г. Гайнанову, 1978)

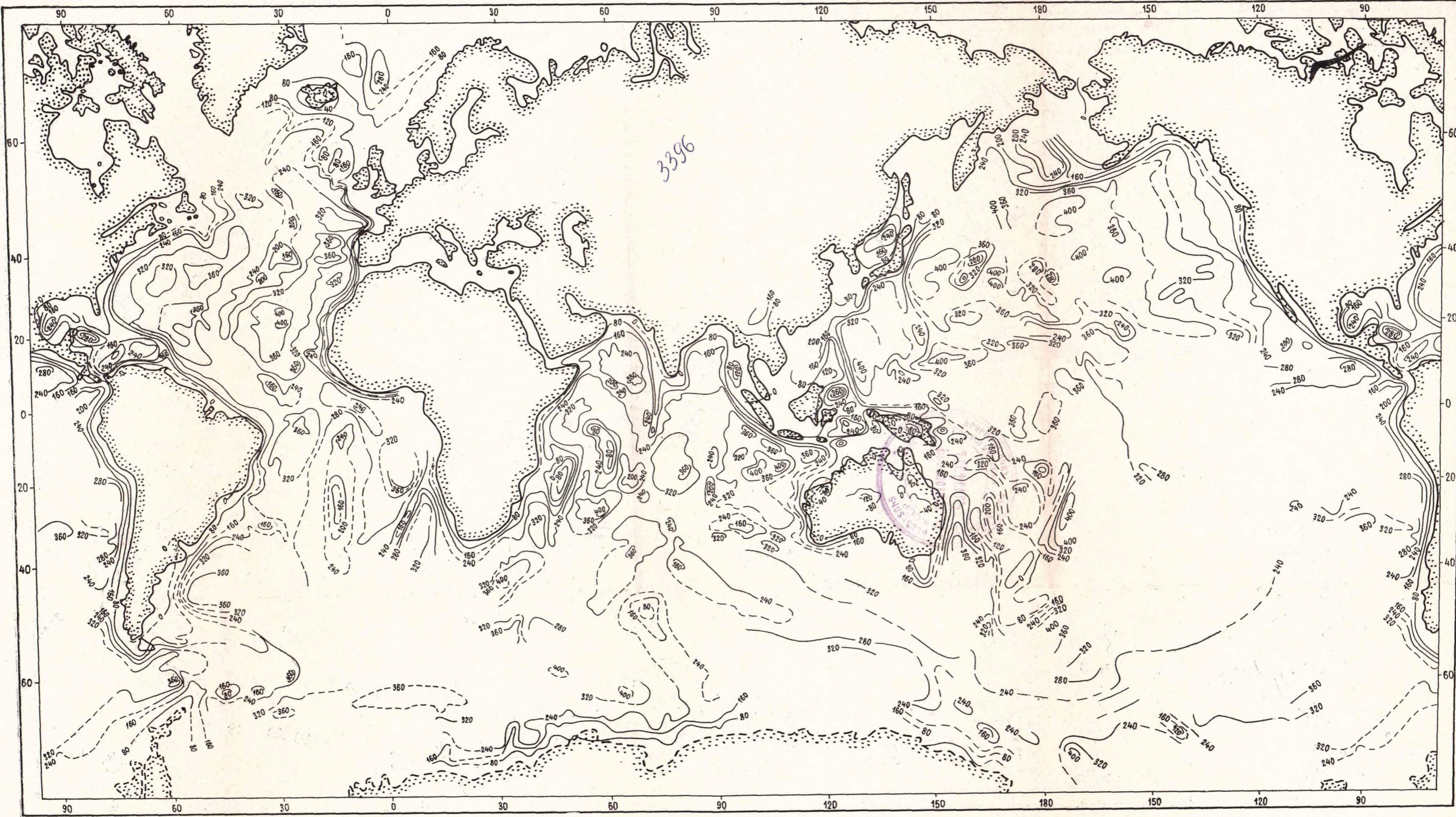


Рис. 8. Схематическая карта осредненных по одноградусным квадратам аномалий силы тяжести океанов в редукции Буге ($\sigma=2,67 \text{ г/см}^3$), международная нормальная формула Кассиниса 1930 г. Изоаномалы, мГл (по А. Г. Гайнанову, 1978)

Цена 2 р. 50 коп.

3

3396



ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА