

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ  
ОСТРОВНЫХ ДУГ  
ВОСТОКА АЗИИ

Владивосток  
1979

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

550.3

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ  
ОСТРОВНЫХ ДУГ  
ВОСТОКА АЗИИ

3187

ВЛАДИВОСТОК  
1979



УДК 550.31+551.1 (576.6+265)

В сборнике опубликованы новые материалы, касающиеся вопросов исследования геофизических полей островных дуг Восточной Азии.

На основании геологической интерпретации геофизических полей получены новые сведения о геологическом строении и геодинамике островных дуг. Проведены исследования по изучению электромагнитных полей методом физического моделирования при различных геоэлектрических параметрах среды. Ряд статей посвящен вопросам обработки и интерпретации геофизических наблюдений.

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук **М. Л. Красный**,  
ответственный секретарь **О. Н. Ромашова**

Издано по решению Редакционно-издательского совета  
Дальневосточного научного центра АН СССР

*Ю. А. Сусеков, А. Н. Лысков*

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ  
ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ  
ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО  
ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

Геологической интерпретации гравитационного поля в районе прибрежных акваторий Курильской гряды посвящены многочисленные публикации (Лившиц, 1965; Туезов и др., 1967; Ващилов, Гайнанов, 1970; Гайнанов и др., 1974).

Более детальные сведения о гравитационном поле системы дуга — желоб — океан (ДЖО) южной части Курильской дуги, полученные при работах экспедиции СахКНИИ ДВНЦ АН СССР на НИС «Пегас» в 1976 г., позволили провести интерпретацию на качественно новом уровне. Если ранее при количественных расчетах применялись палетки (Гайнанов и др., 1974), то теперь все вычисления сделаны на ЭВМ с использованием (для контроля) ряда программ для решения прямой задачи гравиметрии. При этом важно и то, что интерпретация проведена по наблюдаемым аномалиям в свободном воздухе. Авторы весьма критически относятся к применению аномалий Буге на море, так как методика вычисления поправок Буге далеко не совершенна.

Количественные расчеты проведены по трем профилям ГСЗ (1—0, 4—0, 6—0; Строение..., 1964; Суворов, 1975), вдоль которых были выполнены комплексные геофизические наблюдения (непрерывное сейсмическое профилирование, гравиметрия, магнитометрия). При вычислениях использовались сведения о мощности осадочного слоя по данным непрерывного сейсмического профилирования, а плотности пород подбирались по эмпирической зависимости скорость — плотность (Туезов и др., 1967) и общим геологическим представлениям. Поскольку в районе исследований глубина границы Мохо, по данным ГСЗ, не превышает 30 км, прямая задача решалась для разреза этой мощности (при постоянной плотности пород верхней мантии). Гравитационное влияние такого глубинного разреза сравнивалось с наблюдаемыми аномалиями в свободном воздухе.

При сравнении расчетных и наблюдаемых кривых важен выбор интервалов их совмещения; именно от этого зависит достоверность дальнейших выводов. Ранее при интерпретации гравиметрических наблюдений по одному из профилей ГСЗ (1—0, использовались аномалии Буге) были получены качественно

другие результаты (Туезов и др., 1967). Основная причина расхождения результатов — в ином совмещении теоретически вычисленной и наблюдаемой кривых силы тяжести (занижен уровень расчетного поля) из-за отсутствия наблюдаемых значений на океаническом ложе. В результате получилась остаточная аномалия противоположного знака (по сравнению с нашими данными). Совмещение наблюдаемых и расчетных кривых лучше проводить на участках спокойного поля со сравнительно простым строением земной коры. В нашем случае — это район океанического ложа, поэтому сопоставление уровней вычисленного и наблюдаемого полей по расчетным профилям затруднений не вызывало.

Остановимся подробнее на результатах интерпретации.

**Профиль ГСЗ 1—0.** Вычисление гравитационного действия глубинного разреза мощностью 30 км проведено с постоянной по латерали плотностью пород (осадочный слой 2,2; «гранитный» 2,7; «базальтовый» 2,9 и верхняя мантия 3,3 г/см<sup>3</sup>) и «закрепленным» положением границ согласно разрезу ГСЗ (рис. 1). Уровень поля над ложем океана был принят за основу при совмещении наблюдаемых аномалий в свободном воздухе с теоретически вычисленным притяжением «модельного» разреза. При этом обнаружилось совпадение кривых также над океаническим склоном глубоководного желоба и на участке максимальных значений поля над Малой грядой. Над островным же склоном желоба, особенно в его нижней части (от оси до фронтальной антиклинали), выявилось существенное несоответствие вычисленной и наблюдаемой кривых силы тяжести.

Для ликвидации остаточной аномалии ( $\Delta g_{\text{набл.}} - \Delta g_{\text{выч}}$ ) при неизменном положении основных отражающих границ необходимо допущение разуплотнения пород под нижней частью островного склона желоба. Так, способом подбора рассчитана конфигурация тела и его размеры при разуплотнении в 0,2 г/см<sup>3</sup>. Наиболее удовлетворяет остаточной аномалии тело, наклонно погружающееся в сторону островной дуги до глубины 20 км (рис. 1). При меньшей величине разуплотнения (0,1 г/см<sup>3</sup>) и аппроксимировании тела вертикальной призмой глубина верхней и нижней кромок призмы составит 10 и 65 км.

Как видно из количественных расчетов, только при существовании разуплотнения земной коры и, возможно, верхов мантии принятая модель глубинного строения по ГСЗ будет удовлетворять наблюдаемому полю силы тяжести. Пониженную плотность пород под островным склоном желоба можно объяснить с позиций мобилизма. Если предположить поддвигание океанической литосферной плиты под континентальную в осевой части глубоководного желоба, то в этом случае осадочные породы погружающейся плиты совместно с раздробленными породами края континентальной создадут зону пород пониженной плотности.

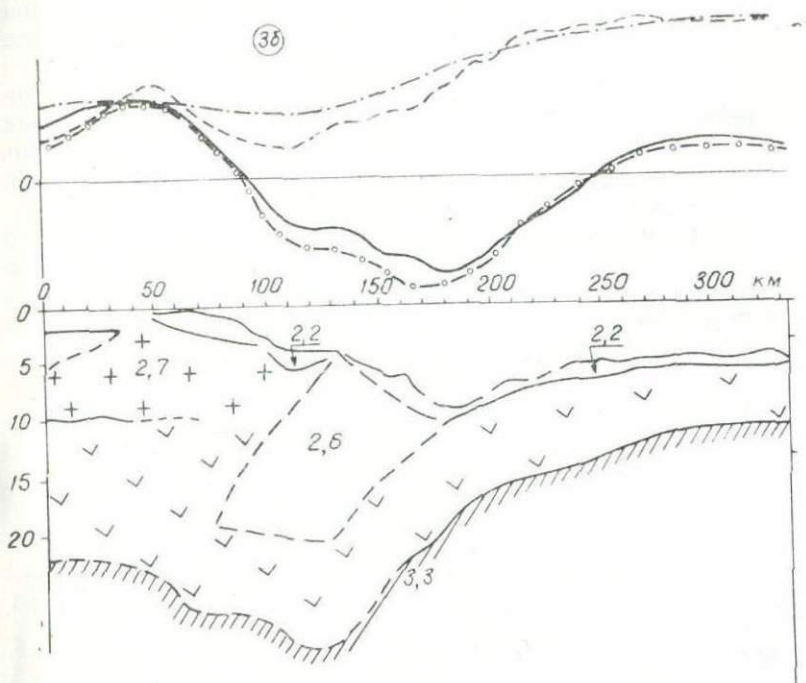


Рис. 1. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю ГСЗ 1—0 (условные обозначения на рис. 3)

На рис. 1 нанесены также кривые гравитационного влияния поверхности Мохо и аномалии Буге. Определение поправок Буге проведено путем вычисления притяжения уплотненной (до  $2,67 \text{ г/см}^3$ ) водной толщи в каждой точке, где имелись наблюдаемые значения силы тяжести. Таким образом автоматически учитывалась поправка за рельеф дна, определение которой совершенно необходимо при вычислении поправок Буге по формуле плоскопараллельного слоя. Сопоставление кривых гравитационного влияния поверхности Мохо и аномалии Буге наглядно демонстрирует, как велико их несоответствие. На участке профиля, где встречаются плотностные неоднородности, расхождение кривых достигает 100 мгл. Очевидно, здесь будут допущены огромные погрешности при определении мощности коры по аномалиям Буге. Однако там, где строение земной коры и верхней мантии сравнительно однородно, аномалии Буге неплохо отражают поведение поверхности Мохо (рис. 2).

Профиль ГСЗ 6—0 (рис. 2). Вычисленный гравитационный эффект по глубинному разрезу земной коры хорошо согласуется с наблюдаемым полем. Высокая сходимость отмечается над океаническим склоном и верхней частью островного

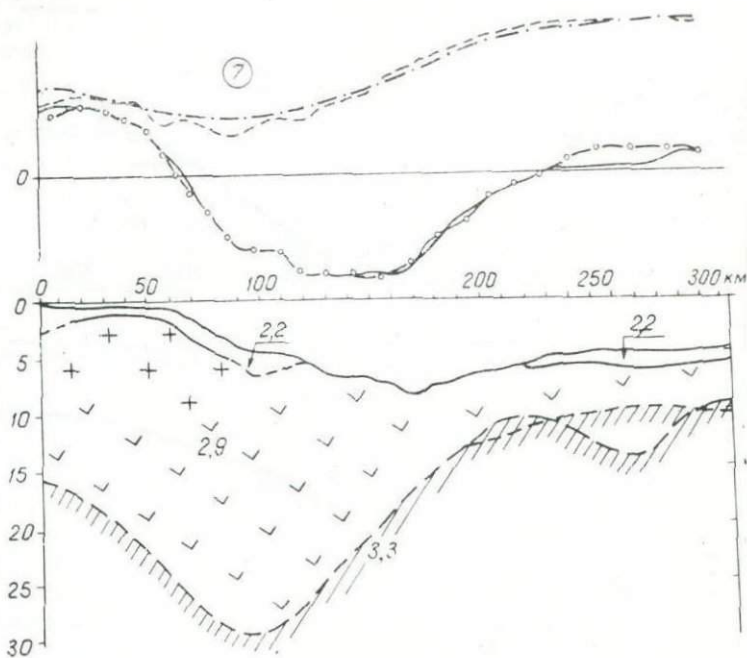


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по профилю ГСЗ 6—0

склона желоба, отражая тем самым соответствие принятой модели глубинного геологического строения действительному распределению масс. Незначительные расхождения наблюдаемой и расчетной кривых в районе нижней части островного склона желоба указывают на наличие небольшого локального разуплотнения в верхах земной коры.

Интересно, что плотностное строение земной коры в районе описываемого профиля более однородно, чем на юго-западном профиле 1—0. Если добавить, забегая вперед, и существенно иное плотностное распределение масс к северо-востоку (профиль ГСЗ 4—0), то станет очевидным переходное положение данного района в отношении смены плотностной характеристики островного склона в направлении с юго-запада на северо-восток.

В пределах верхней части океанического склона желоба на разрезе ГСЗ отмечается сравнительно глубокая (до 4 км), но малой протяженности впадина на поверхности Мохо. Данный локальный «прогиб» земной коры противоречит наблюдаемому полю силы тяжести. По аналогии с соседними разрезами здесь не должны наблюдаться крупные плотностные неоднородности. Об этом говорит и хорошее совпадение наблюдаемого и расчет-

ного гравитационных полей по всему океаническому склону желоба.

Для достижения совпадения аномальных кривых поверхность Мохо сглажена подобно разрезу профиля 1—0. Сглаживание прогиба земной коры, на наш взгляд, более правдоподобно, чем предположение о наличии крупного уплотнения земной коры в данном районе.

В заключение подчеркнем, что на описываемом профиле наблюдается также неплохое совпадение аномалии Буге с кривой гравитационного влияния поверхности Мохо. Данное явление лишней раз подтверждает отсутствие здесь значительных плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии.

Профиль ГСЗ 4—0 (рис. 3). К северо-востоку от про-

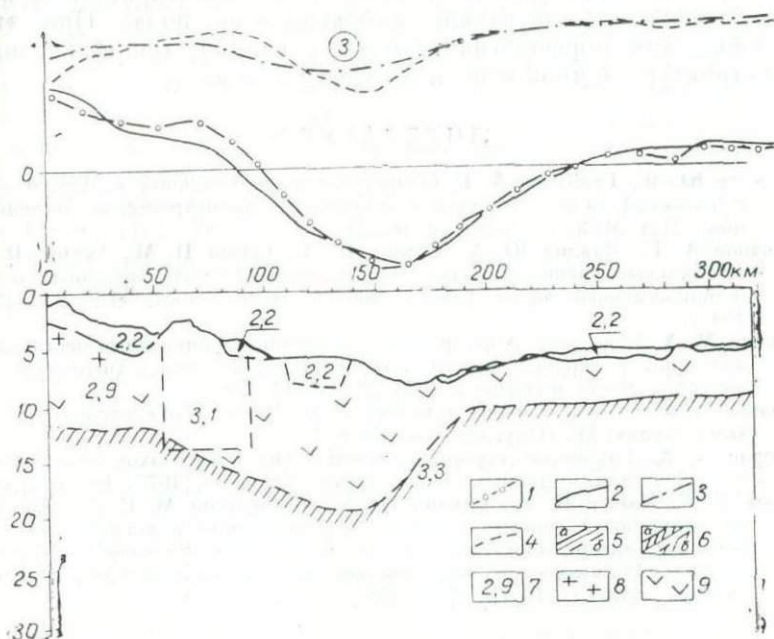


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез по профилю ГСЗ 4—0: 1—4 — кривые силы тяжести (1 — наблюдаемые аномалии в свободном воздухе, 2 — вычисленный гравитационный эффект глубинной модели земной коры, 3 — аномалии Буге, 4 — гравитационный эффект поверхности Мохо); 5 — границы раздела: а — по уверенным данным, б — по приближенным; 6 — поверхность Мохо: а — выделяется уверенно, б — приближенно; 7 — плотность слоев; 8 — «гранитный» слой; 9 — «базальтовый» слой

лива Буссоль, судя по результатам количественных расчетов, наблюдается коренное отличие плотностной структуры островного склона желоба. При сопоставлении наблюдаемого и вычисленного полей силы тяжести выявилась остаточная анома-

дия, тождественная по размерам и амплитуде аномалии по профилю 1—0, однако с противоположным знаком. Следовательно, здесь можно предположить уплотнение пород под островным склоном желоба, что согласуется с данными И. К. Туезова и его коллег (1967).

Гравитационные эффекты, удовлетворяющие остаточной аномалии, были рассчитаны для ряда тел; один из вариантов уплотненного тела до  $+0,2 \text{ г/см}^3$  показан на рис. 3. Более вероятным представляется предположение о меньшем уплотнении ( $+0,1 \text{ г/см}^3$ ) блока земной коры и верхней мантии шириной приблизительно 60 км, глубиной верхней и нижней кромок 8 и 40 км.

Таким образом, методом подбора нами были установлены такие плотностные модели геологической среды, которые наиболее полно удовлетворяли наблюдаемому полю. При этом уточнены как морфология глубинных границ, так и плотностная структура земной коры и верхней мантии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вашилов Ю. Я., Гайнанов А. Г. О природе гравитационных аномалий зоны Курильской островной дуги.—«Морские гравиметрические исследования». Изд. МГУ, 1970, № 5, с. 28—31.
- Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Туезов И. К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 108 с.
- Лившиц М. Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца.—«Геол. и геофиз.», 1965, № 1, с. 11—20.
- Строев П. А. Структура земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964, 308 с.
- Суворов А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, «Наука», 1975, 104 с.
- Туезов И. К., Сычев П. М., Павлов Ю. А., Гимпельсон М. С. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.—Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 149—158.

*Е. В. Кочергин*

СТРУКТУРА АНОМАЛЬНОГО  
МАГНИТНОГО ПОЛЯ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ  
РЮКЮ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ РЕГИОНА

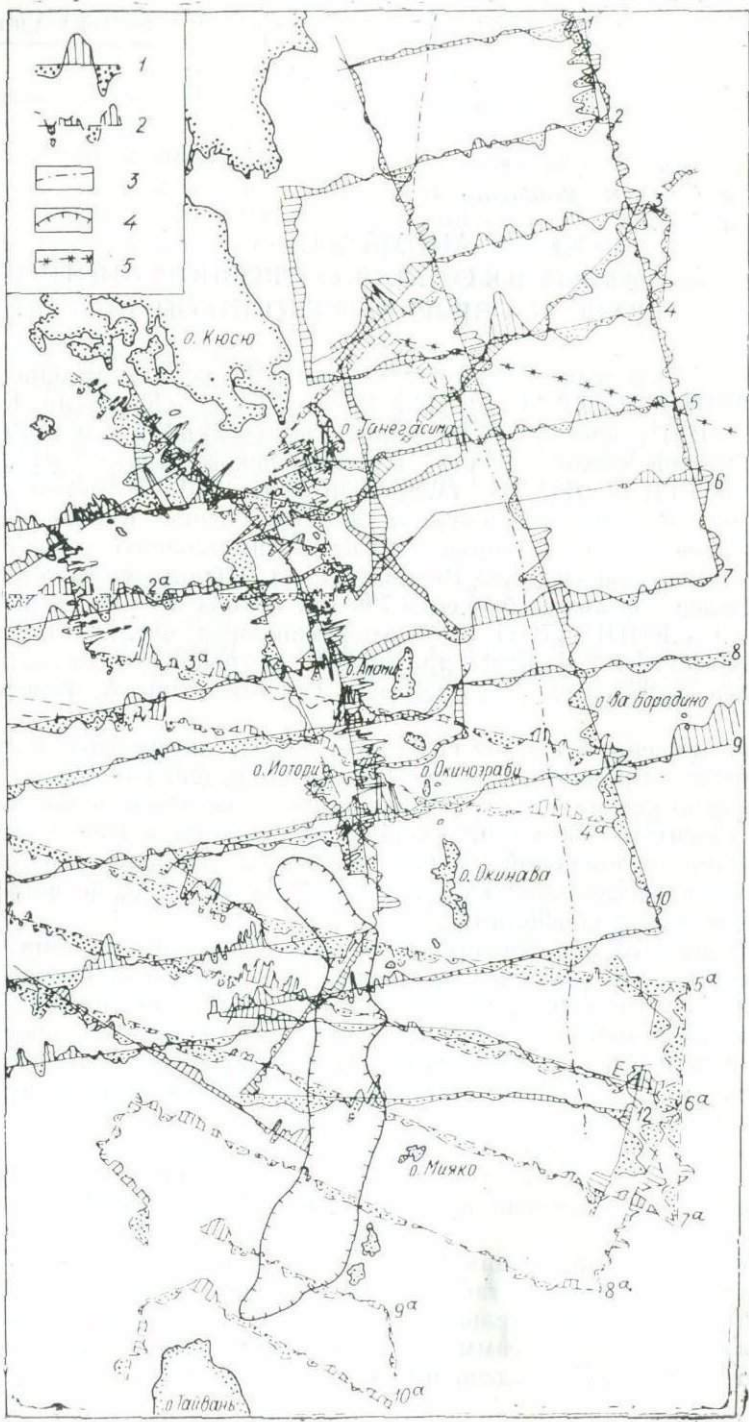
По результатам гидромагнитной съемки, выполненной СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в 1969 и 1971 гг. (Кочергин, Красный, 1973) с привлечением данных, полученных в конце 1968 г. океанографической службой военно-морского флота США при участии стран ЭКАДВ (Wageman *et al.*, 1970), и учетом материалов геологической службы Японии (Cruise Report, 1976), составлена сводная карта графиков аномального магнитного поля островной системы Рюкю (рис. 1). Общая протяженность профилей составила более 24 700 км, из них 17 700 км выполнено СахКНИИ, 7000 км — американскими исследователями. Вероятностная среднеквадратичная погрешность «сводной» съемки составляет  $\pm 42$  гаммы (Е. Кочергин, А. Кочергин, 1977).

Качественный анализ поля показал, что аномальное магнитное поле островной системы Рюкю и сопредельных территорий построено весьма сложно. Большое развитие здесь имеют высокоградиентные аномалии второго и выше порядков, носящие характер осложнений. В поперечнике они варьируют от сотен метров до нескольких километров и, как правило, не коррелируют между профилями.

Вторичные осложнения аномалий короткопериодными возмущениями напряженности поля преобладают с внутренней стороны островной дуги, что, по-видимому, обусловлено как более интенсивной эффузивной магматической деятельностью, так и меньшей удаленностью магнитоактивных объектов от уровня съемки (за пределами желоба глубина моря достигает 5000 м и более).

Согласно принципам магнитного районирования, изложенным в работе Ю. А. Косыгина (1974), в пределах области съемки нами выделено шесть магнитных провинций, или зон (рис. 2).

Магнитная провинция I (зона I) в целом, ассоциируемая с шельфом Восточно-Китайского моря, характеризуется слабоотрицательным, относительно спокойным полем с перепадами напряженности до 400 гамм и сравнительно малыми горизонтальными градиентами: здесь имеют место как изометричные, так



и линейные аномалии, однако последние, как правило, небольшой протяженности. На западном окончании профилей длиннопериодные аномалии осложнены аномалиями второго порядка, поперечные размеры которых колеблются в пределах от 3 до 5 км при амплитуде напряженности 50—100 гамм.

Общий отрицательный фон поля зоны I, по-видимому, обусловлен развитием мощной немагнитной осадочной толщи, которая достигает здесь более 2 км и сложена главным образом глинистыми сланцами с включениями зон песчаников предположительно неогенового возраста (Murauchi e. a., 1968).

Что касается вторичных осложнений, то они могут быть связаны с продуктами вулканизма (Кочергин, Красный, 1975). К юго-западу от п-ова Корея отмечается поднятие акустического фундамента, с которым связывается существование подводного хр. Фукьен-Рейнан, сложенного мезозойскими и докембрийскими породами (Wageman e. a., 1970). В то же время известно (Тектоника Евразии, 1966), что вдоль юго-восточного побережья Китая и Корейского полуострова выделяется южное звено Катазиатского вулканогенного пояса, сложенного вулканическими излияниями верхнеюрского и нижнемелового времени, преимущественно андезитового состава. Очевидно, можно уверенно ассоциировать эти структуры и предполагать развитие последней под водной толщей Восточно-Китайского моря.

Вдоль обращенной к морю кромки континентального шельфа простирается линейная зона (зона II) интенсивных положительных аномалий. Максимальная величина напряженности достигает 400 гамм при амплитуде более 600 гамм. Длина волны аномалий изменяется в широких пределах, однако за модальную величину можно принять 30—40 км. Ширина зоны в среднем 60 км. Ближе к Японии ее поперечный размер возрастает до 150 км, а поле носит более возмущенный характер.

В морфологическом отношении зона не является единой магнитной структурой, а представлена тремя звеньями, расположенными кулисообразно друг относительно друга. Границами раздела могут быть разломы предположительно сдвигового типа.

Этой области в плане соответствуют структуры Тайвано-Синцинской складчатой зоны, проявляющейся, по сейсмическим данным, в виде скрытого молодыми осадками хребта, сложенного консолидированными осадочными и изверженными породами (Wageman e. a., 1970). Простираение магнитных аномалий здесь соответствует простиранию хребта. Разделение

---

Рис. 1. Карта графиков аномального магнитного поля островной системы Рюкю: 1 — данные СахКНИИ, 2 — данные США, 3 — ось желоба, 4 — контуры впадины по изобате 1500 м, 5 — ось хребта

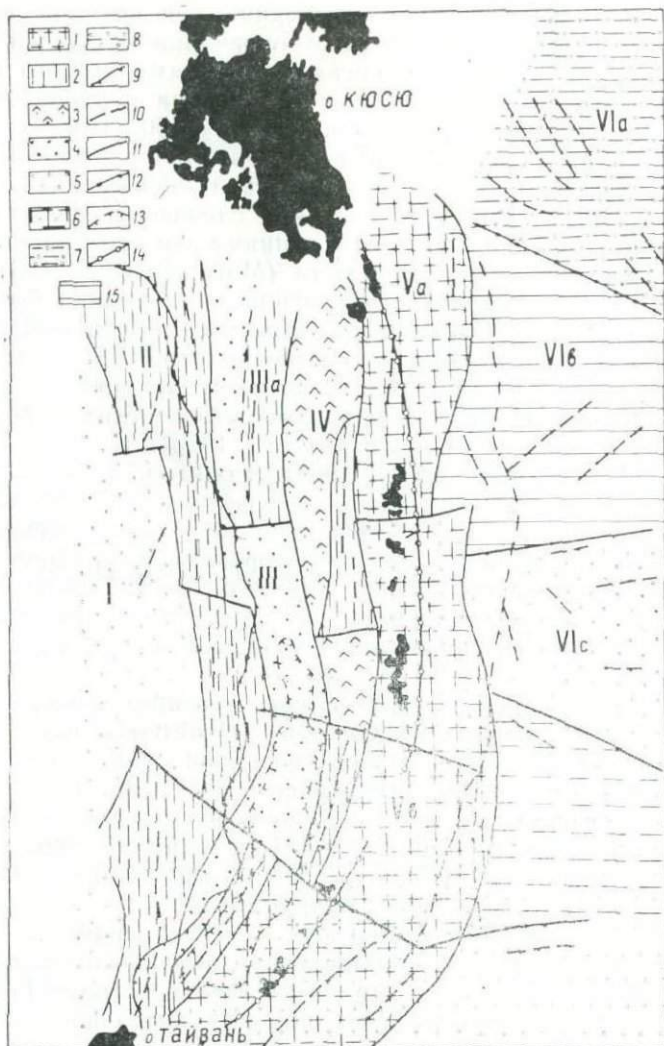


Рис. 2. Схема районирования аномального магнитного поля островной системы Рюкю: 1 — область интенсивных положительных слабодифференцированных аномалий ( $>300\gamma$ ); 2 — область интенсивных положительных аномалий (до  $300\gamma$ , характеристики, близкие к 1); 3 — область преимущественно отрицательного резко дифференцированного, высокоградиентного поля с аномалиями малых поперечных размеров; 4 — область отрицательного слабодифференцированного поля средней напряженности, преимущественно изометричных малоамплитудных аномалий; 5 — область отрицательных значений небольшой напряженности, осложненной локальными возмущениями преимущественно изометричной формы; 6 — область слабодифференцированного отрицательного поля небольшой напряженности, ассоциируемая с областью развития центрального и южного звеньев архипелага Рюкю и его внешнего

аномальной зоны на три составные части свидетельствует о том, что Тайвано-Синцизинская складчатая система не является единой. Наиболее возмущенным и интенсивным в аномальном магнитном поле является северное звено, простирающееся от юго-западного побережья о-ва Кюсю, где хребет обнажается серией островов до  $28^{\circ}30'$  с. ш. Центральное звено простирается далее к юго-западу с незначительным правым сдвигом относительно северного, вплоть до  $26^{\circ}30'$  с. ш.— линии, соответствующей в плане юго-западному борту впадины Мняко. Южное звено имеет значительное левое смещение относительно центрального и продолжается до о-ва Тайвань. По мнению Л. М. Вагемана с соавторами (Wageman e. a., 1970; Leyden e. a., 1973), в недалеком геологическом прошлом Тайвано-Синцизинская складчатая зона представляла собой как бы дамбу, которая преграждала вынос осадков с континентального шельфа в море. Где-то в палеогене началась деформация структур зоны, которая своего апогея достигла в неогеновое время. Видимо, в этот период и получили развитие тектонические нарушения, которые зафиксированы в неогеновых осадках в виде множества разломов, основная масса которых тяготеет к котловине Окинава. Современные осадки, мощность которых здесь не достигает и 2 км, подстилаются комплексом изверженных метаморфических пород. Именно они и определили характер поля и его знак; что же касается вторичных осложнений, то они, по-видимому, связаны с поверхностными магнитными неоднородностями.

В поле силы тяжести магнитной провинции II, а соответственно и Тайвано-Синцизинскому складчатому комплексу, отвечает цепочка положительных максимумов, имеющих, как и в магнитном поле, эшелонное строение (Павлов, Сычев, 1975).

По характеру аномального магнитного поля, особенностям поля силы тяжести, строению и физическим характеристикам верхней толщи земной коры эту область можно связывать с глубинным разломом типа шовной зоны или, по классификации Ю. А. Павлова и К. Ф. Сергеева (1976), с разломом плит окраинных морей.

---

склона; 7 — область преимущественно отрицательного знака, осложненного положительными линейными аномалиями небольших поперечных размеров; 8 — область преимущественно отрицательных значений, имеющая характер наложенной магнитной депрессии в пределах зоны VI; 9 — граница шельфа; 10 — оси линейных магнитных возмущений, ассоциируемых с магматическими разломами; 11 — тектонические линии, отвечающие резкому изменению характера магнитного поля либо смене простираний или сдвигу их осей, ассоциируемые, как правило, с амагматическими разломами различного типа; 12 — ось хр. Витязя; 13 — контуры глубоководной котловины; 14 — линия максимальных мощностей базальтового слоя; 15 — область положительных, слабointенсивных изометричных аномалий. Римскими цифрами обозначены номера аномальных зон, штрих-пунктирной линией показана ось желоба

С юго-восточной стороны Тайвано-Синцзинскую зону положительных аномалий как бы оконтуривает на всем простирании линейная зона относительно спокойного поля отрицательного знака (зона III). Амплитуда его напряженности не превышает 300 гамм, при ее средней величине около 150 гамм и минимальных значениях не ниже 300 гамм. Исключение составляет подзона IIIa, которая представлена областью достаточно интенсивных положительных аномалий.

Аналогично со смежной Тайвано-Синцзинской магнитной провинцией зона III представлена тремя звеньями. Наиболее глубокой отрицательной депрессией выражено центральное звено, простирающееся от  $29^{\circ}$  с. ш. до  $26^{\circ}$  с. ш. Здесь оно имеет и наибольшую ширину (100 км). Эта область охватывает наиболее глубокую часть котловины Окинава.

По сейсмическим данным (Wageman e. a., 1970; Leyden e. a., 1973; Ludwig e. a., 1973), верхняя толща осадков котловины Окинава, мощность которых достигает более 2000 м, выполнена турбидитовыми песчаными слоями, т. е. породами неактивными в магнитном отношении.

Наличие отражающих горизонтов, очевидно, связано со слоями пепла, привнесенными в период активной деятельности вулканов хр. Рюкю. Отмеченный факт прогибания слоев земной коры в центральной части впадины может свидетельствовать о складчатости и сбросовой деятельности, однако ее интенсивность здесь значительно ниже, чем под склонами впадины. Мощность земной коры под котловиной Окинава несколько меньше, чем под смежными структурами Восточно-Китайского шельфа и островной гряды Рюкю. Если под последними она достигает 30 км, то в котловине севернее о-ва Окинава мощность падает до 28 км (Vajk, 1964), а в южной — до 21 км (Павлов, Сычев, 1975).

Минимальные значения аномального магнитного поля центрального звена зоны III в плане отвечают самой глубокой части котловины (2200 м), обусловленной развитием сбросовой впадины Мияко, геоморфологический аналог которой прослеживается вплоть до Филиппинского бассейна (Konishi, 1965). Вдоль этой линии наблюдается смена характера поля, что может служить еще одним доказательством существования здесь тектонического нарушения. По мнению ряда исследователей (Wageman e. a., 1970; Konishi, 1965), нарушение представляет собой правосторонний сдвиг, по которому юго-западная сторона впадины прогнулась и сместилась на запад.

Ближе к Тайваню, где глубина котловины Окинава падает до 1400 м, расположено южное звено зоны III, которое охватывает северо-западный склон впадины. Оно представляет участок спокойного, слабоаномального отрицательного поля. Интенсивность локальных возмущений напряженности не ниже 100 гамм. Характер сочленения центрального и южного звень-

ев зоны, по-видимому, представляет собой достаточно глубокий разлом типа сдвига. Он ориентирован по нормали к островной дуге и прослеживается в аномальном магнитном поле от оси глубоководного желоба Нансей в глубь шельфа на несколько десятков километров. С северо-востока он ограничивает архипелаг Сакисима и соответствует поперечной линии Мияко (Miyako Positive), морфологически выраженной в рельефе дна в виде относительного поднятия, ориентированного поперек островной дуги.

Северное звено аномальной магнитной провинции III представлено двумя смежными поясами с поперечными размерами около 45 км. Западный пояс выражен преимущественно полем отрицательных значений, восточный — положительных. В отличие от поля центрального, аномалии северного звена носят линейный характер, ориентируясь по простиранию зоны. Смена характера аномалий происходит на  $29^{\circ}$  с. ш., согласуясь с тектоническим нарушением, орографически выраженным депрессией Токара (Tokara Channel). Однако в отличие от представлений Кониси в аномальном магнитном поле этот элемент проявляется не непрерывным нарушением от желоба до шельфа, а цепью отдельных звеньев, смещенных относительно друг друга по простиранию зон. По данным МОВ, западная сторона впадины, соответствующая западному поясу северного звена зоны III, характеризуется относительно спокойным залеганием слоев верхней осадочной толщи. Что касается ее восточной стороны, то здесь отмечен подъем акустического фундамента, представляющего, по-видимому, комплекс дотретичных метаморфических пород. Верхняя часть осадочной толщи сильно деформирована, имеются следы сбросовой деятельности, коррелируемые с главной сбросовой деятельностью в котловине Окинава. Тектоническая активность в этот период обусловила интенсивную интрузивную и эффузивную деятельность, выразившуюся в проникновении в верхнюю толщу основных магматических образований. Именно последние и явились причиной положительного фона подпровинции IIIa.

Заслуживает внимания и тот факт, что эта зона имеет магнитный аналог на юге о-ва Кюсю, в то время как с Тайвано-Синцзинской аномальной зоной у нее торцевое сочленение. Соответственно построено и поле силы тяжести (Павлов, Сычев, 1975), в котором котловина выражена значительным максимумом (до 160 мгл — редукция Буге). Если в сторону Южных Японских островов происходит постепенное уменьшение поля силы тяжести котловины Окинава, то у берегов Тайваня наблюдается гравитационная ступень.

Высокие значения теплового потока котловины Окинава могут свидетельствовать об аномальном геотермическом режиме региона. По-видимому, изометрическая поверхность, соответствующая температуре Кюри, приближаясь к дневной поверхности

сти в котловине Окинава, ограничила снизу магнитоактивную толщу, определяющую региональный фон поля.

Таким образом, установленные взаимоотношения аномального магнитного поля котловины со строением и в какой-то степени физическим состоянием земной коры, полем силы тяжести и геотермическим режимом региона дают право полагать, что отрицательный фон котловины обусловлен как глубинными, так и поверхностными факторами, причем последние могут иметь превалирующее значение.

Западнее островной гряды Рюкю — от о-ва Кюсю до о-ва Тайвань, простирается зона (зона IV) резко дифференцированного, знакопеременного аномального магнитного поля. Структурно выраженного рядом линейных блоков или звеньев с различным магнитным фоном. Максимальной ширины (до 100 км) эта зона достигает в своей северной оконечности, минимальной (30 км) — в южной. Значительная интенсивность аномалий, широкие пределы варьирования их поперечных размеров, очень высокий горизонтальный градиент говорят о наличии здесь близповерхностных и глубинных магнитных объектов.

По данным геологических и геофизических исследований эта складчатая область представлена системой тектонических поясов, характеризующихся наличием многочисленных сложных складок и сбросов, морфологически выраженных чередующимися горными хребтами и прогибами, заполненными осадками. Не менее сложна и петрология пород района. Внутренний палеовулканический пояс Рюкю сложен неогеновыми вулканическими породами в основном андезитового состава миоцен-плиоценового возраста. Современный вулканический пояс (зона Кирисима) характеризуется интенсивным развитием вулканических пород, представленных преимущественно известково-щелочной серией, которой сопутствует толеитовая. Отмечается значительное количество вулканов, деятельность которых зафиксирована в современный геологический период. Магнитное поле этой провинции характеризует сложность геологического строения региона, наличие в разрезе большого количества продуктов вулканической и интрузивной деятельности.

По знаку и взаимоотношению магнитных аномалий поле зоны IV можно разделить на пять звеньев. Северная половина зоны, простирающаяся почти до широты Северной Окинавы, диагонально делится на две части, из которых северо-западная — отрицательного знака и юго-восточная — положительного. Далее по простиранию зоны область отрицательных значений отмечается западнее о-ва Окинава, вплоть до впадины Мьяко. Следующие к юго-западу два звена выражены полем положительных аномалий, однако в зоне сочленения они как бы испытывают правостороннее смещение. Причем, если северо-восточное в плане отвечает внешнему склону впадины Окинава, то юго-западное — ее внутреннему склону. У побережья

о-ва Тайвань зона IV имеет торцевое сочленение с Тайвано-Синцинзской зоной магнитных аномалий (зона II).

Центральной части зоны, ограниченной  $29^{\circ}$  с. ш. и  $26^{\circ}$  с. ш., т. е. лежащей между депрессиями Токара (Tokara Channel) и Мияко (Miyako Depression), соответствуют тектонические пояса Косикидзима и Исигаки. В северной — эти пояса пространственно сдвинуты влево, и зоне IV соответствует пояс Симадзир, который в центральной части лежит юго-восточнее островной гряды Рюкю. Южная зона не совпадает ни с одним из выделенных поясов. Качественное сопоставление аномально-го магнитного поля зоны в целом и его звеньев в отдельности не дает возможности увидеть четкую связь магнитных аномалий с отмеченными особенностями строения палеозойского фундамента, хотя фрагментарно такая связь и проявляется. Так, к примеру, положительное звено северного фланга зоны IV, характеризующееся высокими линейными возмущениями аномального магнитного поля, по-видимому, обусловлено контактом тектонических поясов Исигаки и Мотобу, представляющими глубинный разлом Хэито, который разделяет внутреннюю зону геоантиклинальной системы Рюкю (вулканический пояс Палео-Рюкю и современный вулканический пояс Рюкю) и внешнюю зону — собственно геоантиклиналь Рюкю. Для этой области характерно развитие метаморфических пород и интрузивов, среди которых наибольшее распространение получили диориты, порфириты, трахибазальты и др. Последние относятся к ультраосновной и щелочной сериям пород, т. е. пород, как правило, активных в магнитном отношении.

Простирания магнитных аномалий в пределах зоны носят ярко выраженный линейный характер. Ориентированы они согласно с общим тектоническим планом региона и его геоморфологическими особенностями.

О существовании поперечных нарушений свидетельствует неоднократная смена знака поля зоны по простиранию. Наиболее крупные из них, представляющие глубинные разломы, характерны, как это указывалось выше, для всех зон островной системы Рюкю и даже распространяются на смежные области. К таким относятся разломы-сдвиги: поднятие Мияко (Miyako Positive), ортогонально пересекающее островную дугу через о-в Мияко; депрессия Мияко (Miyako Depression), расположенная южнее о-ва Окинава, и канал Токара (Tokara Channel), севернее Амами. Другие поперечные нарушения носят, по-видимому, не столь глубинный характер.

Данные сейсмического профилирования (Wageman *с. а.*, 1970) свидетельствуют о наличии вулканических пород и сильно дислоцированных осадочных слоев практически на всем протяжении зоны. Отмечаются выходы на поверхность акустического фундамента. Повсеместно наблюдаются сложные складки.

В поле силы тяжести южная и северная половины зоны су-



щественно различаются. Если особенности первой практически не находят в нем своего отражения, то магнитная гетерогенность второго выражена серией локальных максимумов и минимумов.

Тепловой поток в пределах зоны ниже, чем в котловине Окинава, но выше среднего (Соинов и др., 1972; Sclater *et al.*, 1976). Однако уверенно охарактеризовать геотермический режим зоны IV не представляется возможным в связи с недостаточностью данных.

Сейсмичность зоны невысока. Характерно развитие промежуточных и отсутствие мелкофокусных землетрясений вдоль всей зоны. Последнее обстоятельство, видимо, связано с повышенной вязкостью корней современной вулканической зоны Рюкю.

Таким образом, можно с определенной уверенностью считать, что региональный магнитный фон зоны IV обусловлен глубинными факторами строения земной коры и верхней мантии, а ее аномальная структура — поверхностными и близповерхностными магнитоактивными проявлениями.

Вдоль главного хребта островной дуги Рюкю и восточнее его выделяется провинция V (зона V), характеризующаяся слабодифференцированным аномальным магнитным полем, сравнительно небольшой интенсивности и малыми горизонтальными градиентами. Ее океаническая граница тяготеет к осевой линии Нансей. Магнитные аномалии имеют довольно большой период и носят региональный характер. Вторичные осложнения поля напряженности практически отсутствуют.

Ширина зоны (в среднем 130—140 км) варьирует в пределах 100—200 км. Наименьших поперечных размеров она достигает южнее о-ва Амами на 28° с. ш., где происходит смена знака по простиранию магнитной провинции. Северная ее часть (подзона Va) представлена полем положительного знака, при этом длина волны аномалий соизмерима с шириной зоны и максимальные значения напряженности достигают 200 гамм. Характер поля и знак аномалий строго выдержан по всей подзоне. Ее южная половина характеризуется слабоаномальным полем отрицательных значений, осложненным изометричными, положительными и достаточно обширными аномалиями интенсивностью до 100 гамм (подзона Vb). Амплитуда напряженности поля не превышает 300 гамм.

Сочленение этих подзон имеет характер торцевого стыка и представляет, по-видимому, тектоническое нарушение типа левостороннего сдвига. Простирание разлома широтное. В пределах южной подзоны в характере аномального магнитного поля тектонические нарушения, соответствующие депрессии Мияко и хр. Мияко и четко проявляющиеся в аномальном магнитном поле внутренней зоны Рюкю, отмечаются слабо. Последнее обстоятельство, по-видимому, обусловлено слабонапряженным

магнитным фоном подзоны в целом и амагматичным характером нарушений.

Данные непрерывного сейсмического профилирования (МОВ) говорят о чрезвычайно сложном строении верхней толщ земной коры в пределах зоны (Wageman e. a., 1970). Верхние слои сильно дислоцированы, наблюдаются сложные складки, фиксируется множество нарушений, имеющих характер сбросов и взбросов. Следует отметить и очень большую расчлененность рельефа по сечению гряды. На внешнем склоне островной гряды, ниже уровня террасы Тоца, современные осадки практически отсутствуют. Если северная и южная части зоны и отличаются по мощности осадков, то очень незначительно. Что же касается рельефа, то на юге склоны более крутые, нежели на севере.

Суммарная мощность осадочной толщи, определенная методом преломленных волн в южной (Murauchi e. a., 1968) и северной зонах (Ludwig e. a., 1973), одного порядка для всей геоантиклинали Рюкю в целом, в том числе для восточной части котловины Окинава, и достигает 6 км. Подстилает ее консолидированное основание. Мощность земной коры, по тем же данным, а также по данным Вэйка (Vajk, 1964), Павлова и Сычева (1975), которые произвели ее оценку на основании гравиметрических наблюдений, достигает 30 км севернее депрессии Мияко и 27 км — южнее. Отмечается хорошее совпадение продольной оси магнитной провинции V с осью максимальных значений мощности земной коры, однако это в большей мере справедливо для северной и центральной части зоны. Что касается ее южной части, то ось здесь несколько сдвинута от оси максимума мощности на юго-восток.

Зона V охватывает своей южной оконечностью тектонические пояса Исигаки, Мотобу, Кумигами и Симахири, выделяемые между депрессиями Мияко и Токара, а также Кумаге, т. е. внешнюю зону регионального метаморфизма, характеризующуюся более низкими его температурами, и, наконец, в северной оконечности — практически лишь пояс Кумаге (Ko-nishi, 1963, 1965). Существующие границы между тектоническими поясами, выраженные разрывными нарушениями, в аномальном магнитном поле не нашли своего отражения так же, как и сами тектонические пояса. Отмеченные интрузии серпентитов (Nakagawa, 1967) на островах Амами, по-видимому, связаны с тектонической линией Хэнтю и ассоциируются с локальными возмущениями аномального магнитного поля, отмеченными на границе внутренней и внешней зон геоантиклинали.

В распределении поля силы тяжести внешнему склону геоантиклинали Рюкю отвечают максимальные градиенты аномалий Буге, которые за желобом достигают 300 мгл. Оси изоклина максимальной мощности земной коры соответствует небольшой относительный минимум.

Тепловой поток по нормальному градиенту от внутренней к внешней стороне зоны падает до 1,0 и ниже ТПЕ (Соиннов и др., 1972).

По данным М. Катсумата и Р. Сайкса (Katsumata, Sykes, 1969), внешнему склону отвечает максимальная сейсмичность региона. Преобладающее число землетрясений тяготеет к глубине 30—40 км, т. е. к границе Мохо. Часть зоны V, лежащая севернее депрессии Мияко, более сейсмична, чем южная. Сама же депрессия Мияко выражена асейсмичной зоной. Таким образом, между сейсмичностью и напряженностью аномального магнитного поля наблюдается прямая зависимость.

Восточнее оси желоба Нансей лежит область геомагнитного поля весьма сложной структуры (зона VI). Здесь имеют место аномалии самых различных конфигураций (от линейных до изометричных) и самых различных простираний. Поперечные размеры магнитных аномалий, в целом мало осложненных, варьируют в широких пределах — от 5 до 75 км и более, а в среднем составляют около 25—30 км. Амплитуда напряженности достигает 900 гамм.

По характерным признакам в пределах зоны выделяется пять магнитных подпровинций (Va—Ve), представляющих достаточно обширные области полигональной формы.

Северо-восточная из них (подзона VIa) включает в себя часть котловины Нампо или, по терминологии японских геофизиков, бассейн Сикоку. Юго-западная граница подзоны ассоциируется с подводным хр. Кюсю-Палау, морфологически выраженным цепью подводных гор, простирающихся от о-ва Кюсю в юго-восточном направлении. Аномалии в этой области строго линейны и ориентированы по простиранию хребта. Региональный магнитный фон отрицательный. Гидромагнитные измерения, выполненные японскими геофизиками (Tomoda e. a., 1975; Kobayashi, 1975), показали, что «полосовое» поле характерно в целом для бассейна Сикоку. Нельзя не отметить, что структура аномального поля этой подпровинции по своему характеру в большей мере соответствует полю океанических областей и существенно отличается от поля переходной зоны и континента.

Отрицательный знак аномального магнитного поля достаточно хорошо объясняется значительной удаленностью источников возмущения напряженности геомагнитного поля от уровня наблюдений: мощность водной толщи около 4 км и рыхлых осадков до 5 км и более (Murauchi, 1975; Ludwig e. a., 1973; Murauchi e. a., 1968).

К юго-западу от подводного хр. Кюсю-Палау выделяется область знакопеременного магнитного поля с преобладанием положительных аномалий, в которую входят две подзоны VIb и VIc, ассоциируемые соответственно с плато Амами и горным сооружением Бородино. Амплитуда напряженности поля здесь

достигает максимальных значений для зоны в целом. Возрастает и длина волны аномалий.

Граница подзон выражена сменой простираний аномалий: для плато Амами характерно субширотное направление, для возвышенности Бородино — юго-восточное.

Сейсмические исследования (Ludwig e. a., 1973; Mugauchi, 1975) показали, что северная часть Амами-плато характеризуется небольшой мощностью земной коры (чуть более 6 км) и достаточно развитым слоем слабодиссипирующих осадков.

Еще более сложно построена верхняя осадочная толща возвышенности Бородино (Wageman e. a., 1970; Midzuno e. a., 1975; Mugauchi, 1975). Современные осадки развиты слабо, сильно дислоцированы. Земная кора трехслойная, ее мощность возрастает до 13 км и более за счет увеличения мощности базальтового слоя.

Как плато Амами, так и возвышенность Бородино характеризуются чрезвычайно высокой расчлененностью рельефа.

Отмеченные особенности строения земной коры, по ассоциации с аналогичными областями, могут свидетельствовать о сложном тектоническом режиме этого региона, наличии многочисленных нарушений, в том числе и магматических, имеющих отражение в аномальном магнитном поле.

Верхняя часть осадочного слоя, по данным драгирования (Васильев, 1974; Konishi, 1965), представлена в основном немагнитоактивными породами, среди которых встречаются магматические (основного состава), образовавшиеся в периоды активизации тектонической деятельности региона.

Гравитационные аномалии в свободном воздухе имеют ту же юго-восточную ориентацию, что и геоморфологические особенности и магнитные аномалии (Midzuno e. a., 1975). Их величина на хр. Дайто и Оки-Дайто достигает +100 мгл, а между ними падает почти до нуля. Вероятно, это связано с существованием под осадочным слоем вещества достаточно большой плотности с высокими магнитными характеристиками.

Юго-западнее возвышенности Бородино выделяется область отрицательных аномалий средней интенсивности, которые ортогональны к структурам системы (подзона VIд). Она охватывает район распространения юго-восточного ответвления желоба Нансей, являющегося океаническим продолжением депрессии Мияко. Линия нарушения, ассоциируемая с осью депрессии и отмеченная в аномальном магнитном поле всех зон островной системы, в пределах рассматриваемой подзоны не прослеживается. Однако ее мысленное продолжение как бы делит подзону на две практически равные части. Если ассоциировать эту линию с разломом Оки-Дайто, являющейся границей блоков с материковой (возвышенности) и океанической корой (Филиппинской впадины), то можно с большой долей уверенности констатировать его амагматичный характер.

Структурное взаимоотношение подзоны с геолого-геофизическими особенностями региона, а также характер аномального поля согласуются с представлениями Мидзуно (Midzuno *е. а.*, 1975) о возможном существовании в мезозое желоба на месте настоящего разлома Оки-Дайто. С этой точки зрения хр. Оки-Лайто можно считать остатком островной дуги.

Подпровинция VIe, выраженная зоной линейных магнитных аномалий преимущественно отрицательного знака, принадлежит Филиппинской котловине. В связи с тем что эта область охватывает относительно малую часть котловины, имеющаяся информация недостаточна для экстраполирования отмеченных особенностей и закономерностей распределения аномалий за пределы съемки. Однако в первом приближении можно полагать, что линейные аномалии северной окраины Филиппинской котловины связаны с разломами, развитыми по ее контуру.

Сопоставление аномального магнитного поля с рельефом дна для рассматриваемого региона не выявляет четкой связи или корреляции между ними. Коэффициент взаимной корреляции не превышает 0,3. Эпизодически встречаются локальные магнитные возмущения, соответствующие особенностям земной коры, выраженным в рельефе (Кочергин, Красный, 1975). Однако геотектонические региональные структуры однозначно выражены как в характере аномального магнитного поля, так и в специфическом региональном магнитном фоне.

Таким образом, рассмотренная в целом региональная структура аномального магнитного поля, его связь с геофизическими полями, взаимоотношение магнитных провинций с геологическими структурами, выделенными по морфологическим признакам и геологическим данным, свидетельствуют о блоковом строении островной системы Рюкю и смежных с ней регионов.

Линии нарушений, соответствующие границам магнитных провинций островной системы и простирающиеся согласно с простираем ее структур, сформировались в период возникновения островной системы в ее современном проявлении (в палеозое и позже). Что касается поперечных нарушений, ортогонально секущих структуры островной системы, то они несут унаследованный характер и отражают древний структурный план, существовавший до формирования современного.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Б. И. Новые данные о геологическом строении подводных возвышенностей Амами и Бородино в Филиппинском море.— Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 122—128.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., «Недра», 1974, 215 с.
- Кочергин Е. В., Кочергин А. В. К вопросу о точности карт аномального магнитного поля акваторий.— Труды Службы ДВНЦ АН СССР. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1977.
- Кочергин Е. В., Красный М. Л. Аномальное магнитное поле акваторий, прилегающих к островной дуге Рюкю (по данным гидромагнитной съем-

- ки). ДАН СССР, 1973, т. 211, № 6, с. 1408—1411.
- Кочегин Е. В., Красный М. Л. Аномальное магнитное поле акваторий, прилегающих к островной дуге Рюкю.— Геомангнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, 1975, с. 91—98.
- Павлов Ю. А., Сергеев К. Ф. Глубинные разломы северо-западного сектора зоны сочленения Евразийского и Тихоокеанского коромангнитных блоков (по геофизическим данным). ДАН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1201—1203.
- Павлов Ю. А., Сычев П. М. Гравитационные аномалии островной дуги Рюкю (Нансей) и прилегающих акваторий.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 1, с. 146—152.
- Соннов В. В., Тихомиров В. М., Веселов О. В., Еремин Г. Д. Измерение теплового потока во время Филиппинской экспедиции СахКНИИ в 1969 г.— Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 26. Южно-Сахалинск, 1972, с. 212—215.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, 481 с.
- Cruise Report № 6., Geological Survey of Japan, 1976, 81 p.
- Katsumata M., Sykes L. R. Seismicity and Tectonics of the Western Pacific: Idu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions.— «J. Geoph. Res.», 1969, v. 74, № 25, p. 5923—5948.
- Kobayashi K. Marine Geophysics of the Philippine Sea.— Marine Sciences Monthly, 1975, v. 7, № 7, p. 47—52.
- Konishi K. Pre-Miocene basement complex of Okinawa and the tectonic belt of the Fukyu Islands.— Sci. Repts. Kanazawa Univ., 1963, v. 8, № 2, p. 569—602.
- Konishi K. Geotectonic Framework of the Ryukyu Islands (Nansei-Shoto) (in Japanese).— «J. Geol. Soc. Japan», 1965, v. 71, № 840, p. 437—457.
- Louden R. Ewing M., Murauchi S. Sonobuoy refraction measurements in East China Sea.— Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., 1973, v. 57, № 12, p. 2396—2403.
- Ludwig W. M., Murauchi S., Den N., Bunl P., Hotta M., Ewing M., Asanuma T., Yoshii T., Sakajiri N. Structure of East China Sea West Philippine Sea Margin off Southern Kyushu, Japan.— «J. Geoph. Res.», 1973, v. 78, № 14, p. 2526—2536.
- Midzuno A., Okuda Y., Tamaki K., Kinoshita Y., Nohara M., Iuasa M., Nakajima N., Murakami F., Terashima S. H., Ishibashi K. Marine Geology and Geologic History of the Diato Ridges Areas, Northwestern Philippine Sea.— Marine Sci. Monthly, 1975, v. 7, № 7, 8, p. 39—45.
- Murauchi S. Crustal Structure in the Philippine Sea.— Marine Sci. Monthly, 1975, v. 7, № 8, p. 33—39.
- Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Shikawa K., Sato T., Ludwig W., Ewing J., Edgar N. T., Houts R. E. Crustal Structure in the Philippine Sea.— «J. Geoph. Res.», 1963, v. 73, № 10, p. 3143—3171.
- Nakazawa N. Tohoku daidaku rigakubu tisisudaku kosei busugaku kyosisu kenkyu hobun hokoku.— Contribs. Inst. Geol. Paleontol. Tohoku Univ. 1967, № 63, p. 48—49.
- Sclater J. C., Karig D., Lawver L. A., Louden K. Heat Flow, Depth and Crustal Thickness of the Marginal Basins of the South Philippine Sea.— «J. Geophys. Res.», 1976, v. 81, p. 309—318.
- Tomoda Y., Kobayashi K., Segawa J., Nomura M., Kimura K., Saki T. Linear magnetic anomalies in the Shikoku Basin, northeastern Philippine Sea.— «J. Geomagnetism and Geoelectricity», 1975, v. 28, p. 47—57.
- Vajk R. Correction of gravity anomalies at Sea for submarine topography.— «J. Geoph. Res.», 1964, v. 69, p. 3837—3844.
- Wageman L. M., Hilde Th. W. C., Emery K. O. Structural Framework of East China Sea.— «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», 1970, v. 54, № 9, p. 1611—1643.

*В. М. Воробьев, В. Л. Ломтев*

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА  
И МАГНИТНОГО ПОЛЯ  
ДНА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО И АЛЕУТСКОГО  
ЖЕЛОБОВ В ОБЛАСТИ ИХ СОЧЛЕНЕНИЯ

Отсутствие детальных исследований области сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов (рис. 1) не позволяло сделать сколько-нибудь достоверных выводов о взаимоотношении желобов как друг с другом, так и с подводной возвышенностью Обручева. Недостаточно ясна была и структура магнитного поля над желобами, а о детальных особенностях рельефа дна можно было только догадываться.

Исследования, проведенные СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в период 1968—1977 гг., показали, что дно желобов построено значительно сложнее, чем представлялось ранее (Удинцев, 1955, 1972). В плане это система виргирующих, разно ориентированных, по преимуществу прямолинейных впадин (рис. 1). Смена направления отдельных звеньев желоба отмечается обычно уступами на его продольном профиле и максимумами локальных магнитных аномалий (рис. 2)<sup>1</sup>. Разно ориентированные участки впадин наблюдаются также в Японском (Geological..., 1977, с. 113) и в Алеутском желобах (Von Huene, 1972, с. 3615; Marlow e. a., 1973, рис. 2), что, очевидно, связано с субпоперечными тектоническими нарушениями (Менард, 1966). О существовании таких нарушений свидетельствуют и сейсмологические данные (Симбирева и др., 1976). Настоящие исследования подтверждают мнение Г. У. Менарда (1966), объясняющего резкую смену простирания отдельных прямолинейных впадин, наличие уступов на продольном профиле желоба и сопряженные с ними локальные аномалии тектоническими нарушениями. Эти нарушения располагаются преимущественно под углом к оси желоба, осложняют его и, по-видимому, одновозрастны с ним.

Структура аномального магнитного поля обоих желобов в общих чертах соответствует структуре поля над желобами, расположенными в других районах Тихого океана (Von Huene,

<sup>1</sup> Аномалии 9, 10 и 13 на рис. 2, а расположены в областях пониженных значений поля, характерных для периферии более интенсивных аномалий. Аномалия 1 на рис. 2, б выделена на основании локального увеличения поля до 10—15 гамм на отдельных профилях гидромагнитной съемки.

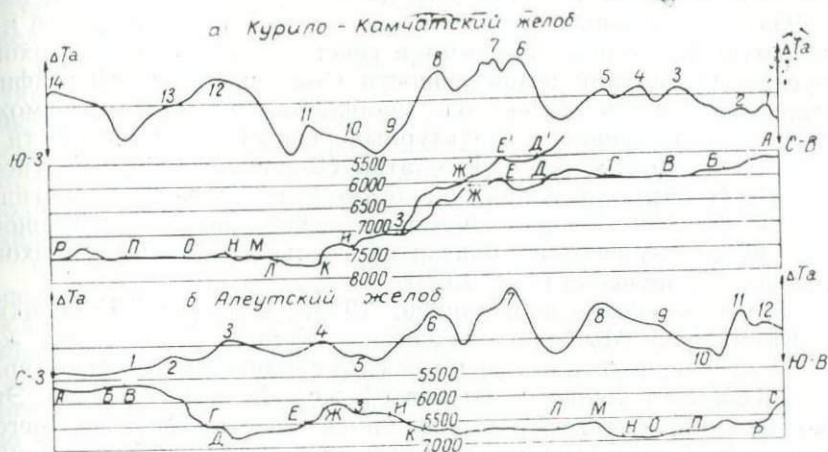


Рис. 2. Продольные профили рельефа дна и аномального магнитного поля Курило-Камчатского (а) и Алеутского (б) глубоководных желобов. Цифрами обозначены номера аномалий, буквами — характерные точки на батиметрическом профиле

1972; Вакье, 1976; Geological..., 1977). Это сходство заключается в том, что независимо от ориентации магнитных аномалий генеральные особенности самих желобов в структуре поля не отображаются. Аномалии же, связанные с тектоническими нарушениями, характеризуют лишь локальные неоднородности в окрестностях желоба. Наиболее вероятная причина отсутствия собственного поля — обстановка непрекращающегося сжатия, препятствующая созданию зон растяжения вдоль желобов и проникновению по ним магматических расплавов. Однако отсутствие магматизма не мешает классифицировать желоба как глубинные разломы (Хайн, 1963). Можно полагать, что образование разлома состоит из двух последовательных стадий. Первая, пассивная, приводит к формированию собственно разлома и сводится только к разрушению земной коры. Вторая стадия, которая может и отсутствовать, характеризуется побочными явлениями и, главным образом, генерацией магматических тел. Следовательно, остановившись на первой стадии и не вступив на путь самостоятельной активности, разломы не могут считаться самостоятельными структурными единицами. Таким образом, желоба — это всего лишь отражение в рельефе дна контакта двух разнородных блоков земной коры.

Область непосредственного сочленения желобов характеризуется значительным воздыманием дна на высоту около 2000 м в Курило-Камчатском (участок 3-А, рис. 2, а) и более 1200 м в Алеутском желобах (участок А-7, рис. 2, б). Такое воздымание — своеобразный барьер, разделяющий наиболее глубоко-

водные впадины желобов. Он увязывается Г. Б. Удинцевым (1955) с возможным влиянием краевых океанических валов и с подводными возвышенностями в северо-западной части Тихого океана. О влиянии возвышенности Обручева на морфографию Курило-Камчатского желоба сообщалось в связи с возможностью существования структурных связей возвышенности с Кроноцким полуостровом Камчатки (Воробьев, 1970; Супруненко, 1972). Это предположение было подкреплено и геологическими данными: базальты каменнатовской свиты п-ова Кроноцкого по своему составу близки абиссальным базальтам Тихого океана (Супруненко и др., 1975).

Ранее отмечалось (Удинцев, 1955), что п-ова Кроноцкий и Камчатский Мыс продолжают к Курило-Камчатскому желобу в виде подводных хребтов субмеридионального простирания. Однако влияние их на рельеф желоба незначительно. Это можно установить, сопоставляя продольные профили тальвегов двух ветвей желоба в районе максимально возможного влияния на желоб как подводной возвышенности Обручева, так и морфоструктур Кроноцкого полуострова (см. врезку на рис. 1). Действительно, на участках 3-Д и 3-Д<sup>1</sup> (рис. 2,а) отчетливо видна субпоперечная направленность геоморфологических элементов, совпадающая с общим простиранием возвышенности Обручева.

Менее очевидно происхождение северной части барьера, особенно на участке А-Г в Алеутском желобе (рис. 2,б). Тем не менее происхождение и этой части следует связывать с подводной возвышенностью Обручева. Предпосылки к такому выводу следующие. Во-первых, общее превышение барьера над дном Курило-Камчатского желоба достигает почти 2000 м, что сопоставимо с относительной высотой возвышенности над ложем океана. В то же время, несмотря на существование отдельных депрессий на вершине барьера (Г — Б, рис. 2,а; А—Б, рис. 2,б), его можно считать единым формированием. Следовательно, предполагая генетическую связь возвышенности с его южной частью, необходимо считаться с возможностью аналогичной связи и на севере. Во-вторых, Курило-Камчатский желоб в точке В (рис. 1) испытывает резкое отклонение от своего главного северо-северо-восточного направления к северо-западу. Если полагать, что процесс формирования желоба как контакта — по преимуществу процесс механический, то его развитие должно идти по пути минимальных затрат энергии. Путь наименьшего сопротивления определился, по-видимому, в тот период, когда океанические структурные элементы были еще достаточно «жизнестойкими» и контакт отклонился, «обходя» некий «жесткий» выступ, принадлежащий, безусловно, подводной возвышенности Обручева. В-третьих, по результатам сейсмопрофилирования (Schöll *с. а.*, 1977) установлено существование погребенного поднятия, простирающегося от названной

возвышенности на север в область сочленения глубоководных желобов.

Таким образом, барьер, разъединяющий глубоководные участки желобов, можно полагать, образован подводной возвышенностью Обручева. И если согласиться с мнением, что в прошлом возвышенность простиралась в пределы п-ова Камчатка, как это полагают О. И. Супруненко с соавторами (1975), то необходимо считать наложенным не только Курило-Камчатский желоб (Супруненко, 1976), но и Алеутский.

Сравнительный анализ, главным образом, рельефа дна позволил установить как черты общности, так и различия желобов. И если их общность свидетельствует об идентичности условий формирования и единой природе, то различия отмечают незначительные отклонения в процессе генезиса, благодаря которым желоба приняли современный вид. Это действительно так, поскольку общность желобов характеризуется такими определяющими факторами, как сходство морфографии, сейсмичности и структуры магнитного поля. Различия же проявляется в деталях морфографии.

Исходя из представлений тектоники плит, различия в особенностях желобов можно было бы объяснить различием динамической обстановки: сдвиг плиты вдоль Алеутского желоба и поддвиг ее под Курило-Камчатский (Вахье, 1976; Леглер, 1976). Подобные процессы неминуемо должны были отразиться в характеристиках обоих желобов. Однако при наличии по существу ортогональных друг к другу векторов напряжений трудно объяснить возникновение сходной виргации желобов и идентичность природы магнитных аномалий над ними. Если принять точку зрения В. А. Леглера (1976), то на северном фланге Курило-Камчатской дуги и, следовательно, на дне желоба следует ожидать появление левосторонних сдвигов, стремящихся «расташить» океаническую плиту от средней точки дуги к периферии. Но если судить по тальвегу желоба, который, безусловно, должен быть наиболее чувствительным ко всем флюктуациям в поведении океанической плиты, таких сдвигов не наблюдается (рис. 1). То же самое мы видим и на западном фланге Алеутского желоба. Перемещение плиты почти по касательной к оси желоба должно привести здесь к возникновению правосторонних сдвигов. В действительности же намечается тенденция к левосторонним смещениям. Следовательно, гипотеза перемещения литосферных плит в этом районе земного шара вряд ли в состоянии удовлетворительно объяснить различие морфографии желобов.

Высокая сейсмическая активность островных дуг и наличие изостатических аномалий над желобами (Монин, 1977) свидетельствуют о значительности динамических нагрузок в этом районе. Поскольку желоба представляют собой отображение в рельефе поверхности контакта, сложность их конфигурации

должна определяться в основном продолжительностью и интенсивностью динамических напряжений, возникающих при взаимодействии контактирующих блоков. Следовательно, относительная сложность построения Алеутского желоба может объясняться либо более древним возрастом, либо формированием его в обстановке более интенсивных напряжений, чем при формировании Курило-Камчатского желоба. Однако на данном этапе развития большей сейсмичностью характеризуется, по-видимому, Курило-Камчатская дуга (Федотов, Багдасаров, 1974; Федотов и др., 1974). Следовательно, если сейсмичность Командорского блока Алеутской дуги в прошлом существенно превосходила сейсмичность Курило-Камчатской, то спад сейсмоактивности может также служить подтверждением относительной древности Алеутского желоба.

Необходимо заметить, что приуроченность магнитных аномалий к участкам резкой смены направлений отдельных впадин в Алеутском желобе проявляется более четко, чем в Курило-Камчатском. Последний же характеризуется более мелкими дроблениями дна и находится, вероятно, на более ранней стадии развития, когда его рисунок еще не определился.

В пользу относительной древности Алеутского желоба свидетельствуют также различная мощность осадков на дне желобов и форма профиля их поперечного сечения. Так, Алеутский желоб на 89% длины (рис. 1) характеризуется поперечным профилем корытообразной формы. Курило-Камчатскому желобу более присуща V-образная форма (Удинцев, 1955, 1972). В пределах исследуемого участка такой формой обладает 42,5% длины желоба<sup>2</sup>. О первичности V-образного профиля свидетельствует тот факт, что если из корытообразной впадины устранить осадки, то она превратится в V-образную (Менард, 1966). Повышенная мощность осадков в Алеутском желобе в сравнении с Курило-Камчатским подтверждается и сейсмическими исследованиями.

Д. Шолл с соавторами (Scholl e. a., 1977) высказали предположение о переносе осадков из Берингова моря через Камчатский пролив (см. врезку рис. 1) в пределы обоих желобов и подводной возвышенности Обручева. И действительно, по данным сейсмопрофилирования устанавливается постепенное уменьшение мощности осадков в желобах по мере удаленности их от Камчатского пролива. Не оспаривая факта такого переноса, отметим, что на пути следования осадков вдоль тальвегов желобов преграды в виде отдельных возвышенностей создают своеобразные ловушки для накопления осадков. В Курило-Камчатском желобе такие ловушки располагаются на

---

<sup>2</sup> Участок А—Г (рис. 1), значительно отличающийся от остальной части желоба как по профилю поперечного сечения (Удинцев, 1955), так и по интенсивности осадконакопления, в данной оценке не учитывался

участках А—Г, Д—Е, К—Л, Н—П (рис. 2,а), а в Алеутском— на участках А—Б; Д—Е, К—Л, Н—П и Р (рис. 2,б). Однако простое сопоставление ширины отдельных впадин позволяет установить существенное различие желобов. Сопоставляя ширину впадин наблюдается только в пределах первых ловушек (А—Г в Курило-Камчатском желобе и А—Б в Алеутском). Далее за пределами первого барьера (Г—Д и Б—В соответственно) ширина впадин существенно разнится. В Курило-Камчатском желобе она преимущественно колеблется в пределах 1—3 км (за исключением участка К—Л, где она достигает 9 км), а в Алеутском желобе варьирует от 5 до 20 км. Такую значительную разницу в ширине желобов весьма трудно объяснить только условиями осадконакопления, даже если привлекать для этого данные о неравномерности переноса осадков вдоль каждого желоба. Наиболее простое объяснение кроется, очевидно, в разновозрастности желобов.

Не менее важным аргументом в оценке возраста желобов является их взаимоотношение непосредственно в области сочленения. Ранее (Удинцев, 1972) было высказано мнение о взаимном пересечении и простирании желобов друг за друга. Это мнение было основано на анализе общей морфологии области сочленения. Однако такой анализ необходимо проводить на уровне тальвегов желобов, поскольку сложная интерференционная картина, наблюдаемая на более высоких батиметрических уровнях, может привести к ошибочным выводам.

Современное взаимоотношение желобов достаточно наглядно иллюстрирует рис. 1. Продолжение плоского дна впадины Курило-Камчатского желоба за пределы впадин алеутского направления не вызывает сомнения. В то же время алеутские впадины ограничены Курило-Камчатским желобом. Это свидетельствует о его большой активности в области сочленения и относительной молодости в сравнении с Алеутским. Об активности Курило-Камчатского желоба и его тенденции к простиранию на север свидетельствуют и сейсмологические данные (Симбирева и др., 1976).

Таким образом, сделаем следующие выводы.

Курило-Камчатский и Алеутский глубоководные желоба представляют собой систему прямолинейных, разно ориентированных, виргирующих впадин.

Расчлененность дна желобов может быть объяснена существованием тектонических нарушений, направленных под углом к оси желоба и, вероятно, разновозрастных с ним.

Глубоководные желоба — не самостоятельные структурные единицы. Они отображают в рельефе поверхность контакта между двумя разнородными блоками земной коры.

Наиболее аргументированным может считаться заключение об относительной древности Алеутского желоба и соответственно молодости Курило-Камчатского.

Возвышенность, разделявшая глубокоководные участки сочленяющихся желобов,— продолжение возвышенности Обручева, вероятно, более древнего возраста, чем глубокоководные желоба.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ваке В.** Геомagnetизм в морской геологии.— Л., «Недра», 1976, 192 с.
- Воробьев В. М.** Результаты гидромагнитной съемки акваторий, прилегающих к западной части Алеуской островной дуги.— Труды СахКНИИ СО АН СССР. Южно-Сахалинск, 1970, вып. 24, с. 138—146.
- Ильин А. В.** Рельеф дна Камчатского залива.— Труды ИО АН СССР, т. 50. М., 1961, с. 21—28.
- Леглер В. А.** Деформация погружающейся литосферной плиты и продольные сдвиги Курило-Камчатской островной дуги.— Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М., ВИНТИ, 1976, с. 103—147.
- Менард Г. У.** Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 273 с.
- Монин А. С.** История Земли. Л., «Наука», 1977, 228 с.
- Симбирева И. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д.** Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 1, с. 70—85.
- Супруненко О. И.** О структурной связи Восточной Камчатки и ложа Тихого океана. Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР.— Труды ВНИГРИ, вып. 309. Л., изд-во ВНИГРИ, 1972, с. 21—29.
- Супруненко О. И.** О времени заложения и оформления Курило-Камчатского глубокоководного желоба. ДАН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1207—1208.
- Супруненко О. И., Марковский Б. А., Тарасов Б. М.** К истории геологического развития подводной возвышенности Обручева и сопредельных районов.— Строение, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. (Труды ВНИГРИ, вып. 367). Л., изд-во ВНИГРИ, 1975, с. 129—142.
- Удинцев Г. Б.** Рельеф Курило-Камчатской впадины.— Труды ИО АН СССР, т. 12. М., 1955, с. 16—61.
- Удинцев Г. Б.** Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, 394 с.
- Федотов С. А., Багдасаров А. М.** Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 1897—1961 гг. по данным инструментальных наблюдений.— Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 7—34.
- Федотов С. А., Токарев П. И., Годзиковская А. А., Зобин В. М.** Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965—1968 гг.) — Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 35—46.
- Хаин В. Е.** Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). Изв. вузов. «Геология и разведка», 1963, № 3, с. 13—29.
- Geological investigation of Japan and southern Kurile trench and slope areas.**— Geological Survey of Japan, Cruise Report, 1977, № 7, p. 127.
- Marlow M. S., Scholl D. W., Buffington E. C., Alpha T. R.** Tectonic history of the Central Aleutian arc.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, № 5, p. 1555—1574.
- Scholl D. W., Hein J. R., Marlow M. S., Buffington E. C.** Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, № 11, p. 1567—1576.
- Von Huene R.** Structure of the continental margin and tectonism at the eastern Aleutian trench.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, № 12, p. 3613—3626.

*Е. В. Кочергин*

## ОБ ОЦЕНКЕ СЕЙСМОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА ПРИ МЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ В РАЙОНЕ ОСТРОВА ШИКОТАН

Экспериментальными исследованиями (Калашников, Капица, 1952; Фингер, 1951; Nagata, Kinoshita, 1965; Nagata, 1966; Валеев, 1975; Лебедев и др., 1974) установлено, что изменение упругих напряжений в постоянном магнитном поле вызывает в горных породах магнитную анизотропию. Установлено также, что величина приращения магнитной напряженности есть функция напряженности внешнего поля, давления, температуры, а также мощности магнитных масс и др.

М. Онака и Х. Киношита (Ohnaka, Kinoshita, 1968) отмечали, что с увеличением давления магнитная восприимчивость ансамбля титаномагнетитовых зерен увеличивается, хотя величина термоостаточной намагниченности падает. Быстрое снятие давления приводит к резкому возрастанию намагниченности.

При динамических нагрузках намагниченность возрастает независимо от знака магнитострикции. Так, намагниченность магнетитов при пульсирующих нагрузках от 50 до 290 кг/см<sup>2</sup> и поле 0,5 эрстеда увеличивалась на 20—40% (Фингер, 1951). При последующей релаксации величина намагниченности несколько падает, однако результирующее поле выше первоначального вследствие наличия остаточной пьезонамагниченности (Nagata, Kinoshita, 1965).

Величина магнитной анизотропии, вызванная упругими напряжениями, находится в прямой зависимости от магнитной восприимчивости пород. Поэтому проявление сейсмомагнитного эффекта наблюдается далеко не всюду. При слабых землетрясениях зарегистрировать сейсмомагнитный эффект возможно лишь в районах, сложенных породами с высокими магнитными характеристиками. Т. Стесн (Stasey, 1964) показал, что при намагниченности пород  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС напряжение в 100 кг/см<sup>2</sup> может вызвать в аномальном магнитном поле возмущения до 10—15 гамм.

Впервые изменение магнитного поля перед землетрясением и после него было отмечено японскими исследователями в конце прошлого века (Оль, 1949). Так, за период с 1895 по 1912 г. на п-ове Санрику, эпицентр землетрясения от которого находился на расстоянии менее 150 км, было зарегистрировано из-

менение величины магнитного склонения в пределах  $-3'$ ,  $8'' \div \div +8'$ ,  $1''$ . Аналогичная картина наблюдалась там же при цунамигенном землетрясении 1933 г. (Такахаси, 1942), однако при прямо противоположном знаке изменения поля.

Полевые наблюдения на Ташкентском геодинамическом полигоне, где разрез представлен комплексом палеозойских пород с  $I < 100 \cdot 10^{-6}$  СГС — осадочных,  $I = (100 \div 1000) \cdot 10^{-6}$  СГС — метаморфических и  $I = (100 \div 2000) \cdot 10^{-6}$  СГС — интрузивных, выявили в период землетрясений локальные возмущения геомагнитного поля до 23 гамм (Абдулабеков, Максудов, 1975). Однако в обзоре тех же авторов показано, что сейсмомагнитный эффект при землетрясении не везде и не всегда ощутим.

Таким образом, установлено, что динамика и статика упругих напряжений в период подготовки и осуществления землетрясений и вулканических извержений в ряде случаев вызывают локальные изменения поля. Изучение локальных изменений геомагнитного поля, связанных с сейсмичностью и вулканизмом, представляет значительный интерес с точки зрения поисков предвестников землетрясений и извержений.

Согласно Л. Н. Поплавской с соавторами (1973), а также Тараканову с соавторами (1977), в районе Курило-Камчатской островной дуги за один год в среднем регистрируется более 10 000 землетрясений, суммарная энергия которых составляет  $\Sigma E^{1/2} \cdot 10^{10}$  эрг<sup>1/2</sup> при плотности мощности для Большой гряды  $\approx 10^{16} \div 10^{17}$  эрг/1 км<sup>3</sup> в год, для Малой —  $5 \cdot 10^{17} \div 10^{18}$  эрг/1 км<sup>3</sup> в год. Очаги землетрясений имеют наибольшую локализацию в пределах первых 20—60 км с максимумом на уровне 30 км, где и выделяется почти вся сейсмическая энергия зоны (Аверьянова, 1965, 1975). Таким образом, наибольшим нагрузкам подвергаются базальтовый слой земной коры и верхняя часть мантии, имеющие основной и ультраосновной состав. Намагниченность базальта в пределах области исследований в среднем равна  $3000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и более. Следовательно, вполне естественно в районе островной дуги ожидать значительного проявления локального сейсмомагнитного эффекта.

Однако наблюдения вариаций геомагнитного поля, выполненные на Малой Курильской гряде в 1974 г. (июль — сентябрь), констатировали отсутствие ощутимого сейсмомагнитного эффекта в период землетрясений. Станция систематической регистрации абсолютного значения поля Т находилась на о-ве Шикотан. Измерения выполнялись квантовым магнитометром БТМ, инструментальная точность которого не хуже  $\pm 1$ —3 гаммы. Наблюдение проводил Р. Г. Шигапов. Для анализа оказались приемлемыми лишь землетрясения, происшедшие 20 и 31 июля, эпицентры которых расположены, следуя выводам В. Н. Аверьяновой (1975), в зоне напряженного состояния. Простираение этой зоны в пределах островных дуг «в 10 раз превышает размеры по ширине и глубине, равные

в среднем 60 км» (Аверьянова, 1975, с. 162). Глубина гипоцентров не превышает 60 км, т. е. очаги находятся в пределах верхней мантии, их магнитуда соответственно равна 4,5 и 4,9 (рис. 1—2).

С целью выявления характерных особенностей поведения геомагнитного поля в период подготовки, во время и после землетрясений нами были рассчитаны статистические характеристики изменения напряженности во времени (за 5 суток). Расчеты производились в суточном интервале с шагом 10 мин, что определило длину реализации в 145 дискретно заданных значениях поля.

Для каждого интервала на ЭВМ были вычислены и графически представлены автокорреляционная функция, показывающая, как известно, степень изменчивости аномалий, дисперсия, характеризующая амплитудные свойства или среднюю аномальность магнитного поля, и математическое ожидание. Последнее при фиксированном уровне напряженности, принятом нами для отсчета в качестве нулевого, служит количественной мерой изменения средней напряженности во «временной окрестности» момента землетрясения.

С целью выявления и оценки величины магнитовариационного эффекта, обусловленного воздействием сейсмических напряжений, а не внешними ионосферными явлениями, аналогичный анализ данных вариаций магнитного поля за тот же период времени выполнен для обсерватории «Южно-Сахалинск.»

Так как ее удаленность от станции Шикотан по прямой, ориентированной вкост простирания основных структур региона, достигает почти 500 км, сейсмомагнитный эффект в районе обсерватории отсутствует. Последнее обстоятельство дает нам право на качественное сопоставление рассчитанных модельных аналогов.

Согласно расчетам, величина математического ожидания в пятисуточном интервале варьирует в пределах  $-6 \div +4$  гамм, практически не реагируя на момент землетрясения. Идентичность ее хода в исследуемом интервале для Южно-Сахалинской и Шикотанской станций в период землетрясений может свидетельствовать об обусловленности их вариаций общими внешними причинами и отсутствии проявления местного сейсмомагнитного эффекта в период наблюдений.

Вариации спектральных характеристик также оказались вне зависимости от сейсмичности. Радиус корреляции ( $r_{0.3}$ ) устойчив во всем интервале исследований. Гармоники высокого порядка носят стохастический характер.

Аналогичное можно сказать и об амплитудных характеристиках. Так, суточная дисперсия поля ( $R_V^2$ ) на станции Шикотан для землетрясений, происходивших 20 и 27 августа, в пятидневном интервале изменяется соответственно в пределах

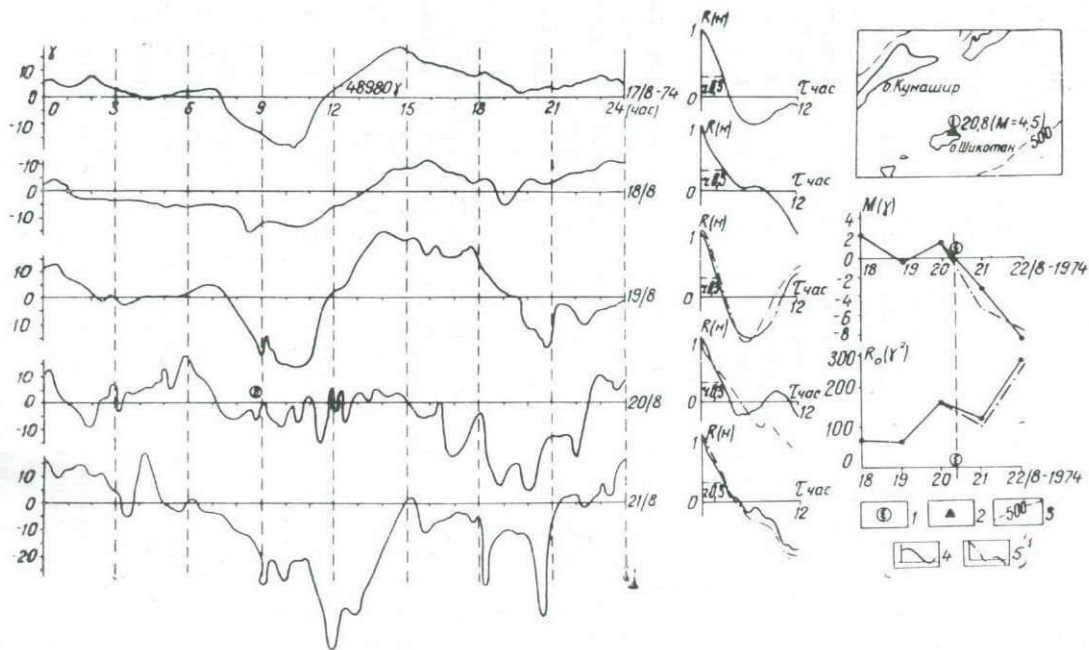


Рис. 1. Изменение статистических характеристик вариаций геомагнитного поля  $T$  в период землетрясения 20.08.1974 г.: 1 — момент землетрясения и его эпицентр, 2 — местоположение вариационной станции, 3 — изобаты, 4 — изменение параметров для станции Шикотан, 5 — то же для обсерватории Южно-Сахалинск

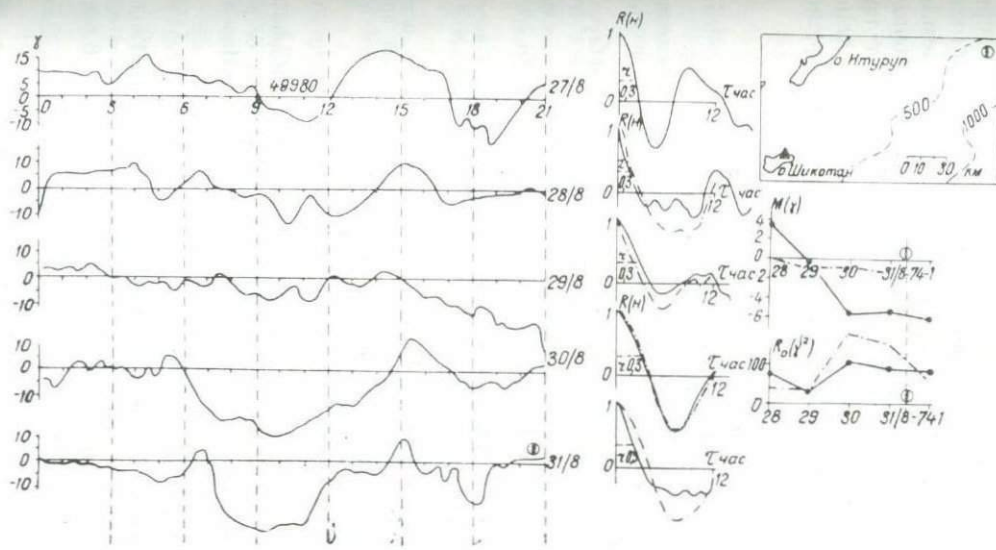


Рис. 2. Изменение статистических характеристик вариаций геомагнитного поля  $T$  в период землетрясения 27.08.1974 г. (условные обозначения см. рис. 1)

65÷300 гамм<sup>2</sup>, 30÷110 гамм<sup>2</sup>; на Южно-Сахалинской обсерватории — 85÷260 гамм<sup>2</sup>, 45÷183 гамм<sup>2</sup> (рис. 1, 2).

Таким образом, выполненные исследования могут свидетельствовать об отсутствии или незначительной величине сейсмомагнитного эффекта от местных землетрясений в точке наблюдений, но отнюдь не об отсутствии его как такового. Для решения этого вопроса необходима постановка площадных систематических наблюдений и более широкий набор экспериментальных данных, в частности при различной глубинности гипотенров, большей мощности и других механизмах землетрясений. Обеспечение такого рода наблюдений должно выполняться и более чувствительной аппаратурой, что позволит при предложенной методике четко выделить слабоощутимые длиннопериодные изменения геомагнитного поля при землетрясениях.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абдулабеков К. Н., Максудов С. Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. Ташкент, ФАН УзССР, 1975, 127 с.
- Аверьянова В. Н. Об общих особенностях и направлениях напряжений, действующих в пределах Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны.— «Геотектоника», 1965, № 3, с. 85—99.
- Аверьянова В. Н. Глубинная сеймотектоника островных дуг. М., «Наука», 1975, 218 с.
- Валеев К. А. Остаточная намагниченность горных пород в условиях высоких одноосных давлений. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 6, с. 50—58.
- Калашников А. Г., Капица С. П. Магнитная восприимчивость горных пород при упругих напряжениях. ДАН СССР, 1952, т. XXXVI, № 3, с. 521—523.
- Лебедев Г. С., Савинко В. Ф., Индутный В. Ф. Характер изменений остаточной намагниченности пород фундамента Днепровско-Донецкой впадины в условиях высоких гидростатических давлений.— Геофизич. сб., вып. 61. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 89—96.
- Оль А. И. Вековой ход магнитного поля и сейсмичность Земли.— «Природа», 1949, № 12, с. 6—14.
- Поплавская Л. Н., Бойчук А. Н., Брагина Г. И., Волкова А. Ф., Воробьева В. С., Исибаси Т., Хантаева Т. Н. Землетрясение Курильских островов и Охотского моря. Землетрясения в СССР в 1969 г. М., «Наука», 1973, с. 133—157.
- Такахаси Р. Цунами, вызываемое землетрясениями.— «Океанография» (яп.), 1942, т. 2, № 2, с. 19—29.
- Тараканов Р. З., Павлов Ю. А., Кочергин Е. В., Сухомлинова Р. И. Геолого-геофизические особенности Курильского региона и их связь с сейсмичностью.— Сейсмическое районирование Дальнего Востока. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 90—99.
- Фингер Д. Л. Влияние переменных нагрузок сжатия на магнитные свойства магнита. Изв. АН СССР, сер. геог., 1951, № 5, с. 48—54.
- Nagata T. Magnetik susceptibility of compressed rocks.— *J. Geomagn. and Geoelekter.*, 1966, v. 18, № 1, p. 73—80.
- Nagata T., Kinoshita H. Studies on Piezo-Magnetisation.— *J. Geomagn. and Geoelekter.*, 1965, v. 17, № 2, p. 121.
- Ohnaka M., Kinoshita H. Effekt of uniaxial compression on remanent magnetisation.— *J. Geomagn. and Geoelekter.*, 1968, v. 20, № 2, p. 93—101.
- Stasey T. D. The seismomagnetik effekt.— *Pure Appl. Geoph.*, 1964, v. 58, № 2, p. 5—23.

*М. Н. Ростовская*

## О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ЮЖНО-КУРИЛЬСКОГО ПРОЛИВА

Южно-Курильский пролив, разделяющий Большую и Малую Курильские гряды, представляет собой пологую котловину с глубинами моря от 10 до 100 м, наклоненную к проливу Екатерины. Значительная мощность осадочных отложений, слагающих дно пролива (Туезов и др., 1975), предопределила основное направление работ — геофизические методы исследования.

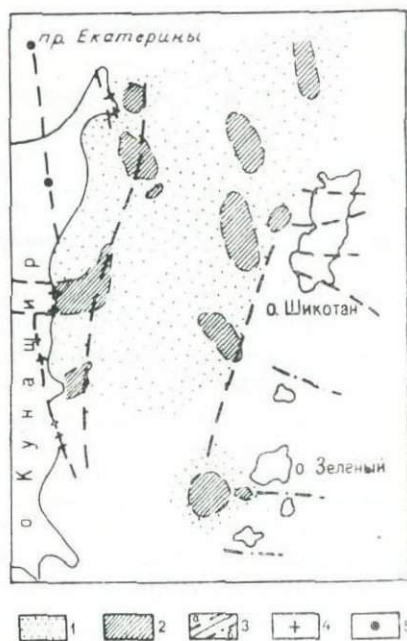
В настоящей статье рассматриваются результаты гидромагнитных съемок СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в 1969 (Кочергин, 1975), 1974 и 1977 гг. в совокупности с сейсмическими, гравиметрическими и геологическими исследованиями.

Преимущественно отрицательное магнитное поле Южно-Курильского пролива хорошо объясняется наличием мощной (до 3 км) толщи осадочных отложений, возрастным аналогом которой являются терригенные породы Малокурильской моноклинали, ловцовой и алексинской свит на о-ве Кунашир (Туезов и др., 1975). Магнитная восприимчивость этих пород составляет  $0,1 \cdot 10^{-3}$  СГС. Спокойное отрицательное поле пролива осложнено положительными аномалиями с амплитудой в несколько сот гамм и поперечными размерами 5—15 км. По акватории пролива они распределены равномерно и совпадают с локальными гравитационными аномалиями с амплитудой в несколько десятков миллигал и тесно коррелируются с куполообразными структурами облекания в осадочном чехле. Положительная корреляционная связь между магнитным полем и рельефом дна отсутствует, за исключением некоторых локальных объектов.

При сопоставлении геологических данных (Стрельцов, 1976; Туезов и др., 1975) с гидромагнитными наблюдается приуроченность аномалий к узловым зонам пересечения разломов, чаще всего продольных и поперечных Курильской дуге (см. рисунок). Многие из этих разломов имеют продолжение на островах и часто являются местом локализации вулканов или интрузивных тел среднего или кислого состава.

На основании количественной интерпретации гравитацион-

ных и магнитных аномалий установлено следующее<sup>1</sup>. Избыточная плотность аномалеобразующих объектов достигает  $0,27 \text{ г/см}^3$ , а интенсивность намагничивания —  $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ СГС}$ , что характерно для изверженных пород кислого и среднего состава. Глубина залегания верхних кромок возмущающих тел колеблется от 2 до 3,5 км под уровнем дна пролива, а глубина нижних — от 4 до 10 км при общей тенденции погружения, при этом в ядре структуры облекания, к которому тяготеют магнитные и гравитационные аномалии, по данным КМПВ, на-



Магнитные аномалии Южно-Курильского пролива: 1 — отрицательное аномальное магнитное поле; 2 — положительное аномальное магнитное поле; 3 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые (по Стрельцову, 1976; Туезову и др., 1975); 4 — курильский интрузивный комплекс: базальты, андезиты, дациты, риолиты, долериты (по Стрельцову, 1976); 5 — вулканы

мечаются повышение скорости преломленных волн. Возмущающее тело при этом находится на глубине 2,8 км под дном пролива и на 0,2 км выступает над уровнем акустического фундамента.

Таким образом, приуроченность аномалеобразующих объектов к области пересечения разломов, тесная корреляция аномалий с воздыманием отражающих горизонтов в толще осадочных отложений свидетельствуют, очевидно, о связи аномалий магнитного и гравитационного полей с изверженными породами кислого или среднего состава. Данный вывод косвенно подтверждается и геологическими наблюдениями на о-ве Кунашир (Стрельцов, 1976).

<sup>1</sup> Интерпретация гравитационных аномалий осуществлялась по биологифмическим палеткам (Вашилов, 1973), а магнитных аномалий — методом особых точек (Воробьев, 1978).

## ЛИТЕРАТУРА

- Ващилов Ю. Я. Глубинные гравиметрические исследования (с помощью билогарифмических палеток). М., «Наука», 1973, 155 с.
- Воробьев В. М. Автоматизированная система обработки и интерпретации профильной гидромагнитной съемки.—Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 81—87.
- Кочергин Е. В. Аномальное магнитное поле акватории Тихого океана, прилегающей к южной группе Курильских островов.—Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением (Геофизич. сб. № 6, вып. 38). Южно-Сахалинск, 1975, с. 70—73.
- Стрельцов М. И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М., «Наука», 1976, 130 с.
- Тузев И. К., Красный М. Л., Васильев Б. И., Куликов А. А., Михайлов В. И. Геологическое строение южного звена Курильской островной дуги.—«Геол. и геоф.», 1975, № 12, с. 63—71.

*В. М. Воробьев*

## МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Настоящая работа — первый опыт изучения магнитной восприимчивости образцов<sup>1</sup>, отобранных из различных литолого-петрографических комплексов Командорских островов (Сергеев, 1976).

Наиболее древние породы островов (медновский комплекс, рис. 1) представлены лавами, лавобрекчиями, туфами риолитового состава и продуктами их разрушения и переотложения (Казакова и др., 1976). Магнитная восприимчивость образцов этого комплекса колеблется от 0 до  $3 \cdot 10^{-3}$  СГС при наиболее вероятной  $0,5-1,25 \cdot 10^{-3}$  СГС (рис. 2, а), что соответствует 63% образцов группы. Осадочные разности не охарактеризованы.

Наибольший диапазон изменения магнитной восприимчивости отмечается для пород командорского комплекса (рис. 2, б). Это обусловлено присутствием как магматических пород (базальты, базальтовые дайки и силлы, габброиды, порфириды, туфы основного состава), так и пород осадочного генезиса (песчаники, конгломераты, алевролиты, известняки), имеющих более подчиненное значение. Наиболее вероятные значения восприимчивости образцов первой группы (габброидов и базальтоидов) —  $2-4,5 \cdot 10^{-3}$  СГС, что составляет 54% образцов этой группы (рис. 2, в), при математическом ожидании  $3,2 \cdot 10^{-3}$  СГС. Пониженные значения восприимчивости ( $0-1 \cdot 10^{-3}$  СГС) обусловлены наличием образцов пород более кислого состава и слабомагнитных разностей шаровых базальтовых лав, что составляет в целом 14% образцов.

Туфогенно-осадочные и осадочные породы командорского комплекса характеризуются пониженными значениями восприимчивости ( $0-0,5 \cdot 10^{-3}$  СГС). Некоторое увеличение значений в пределах  $1,5-2,5 \cdot 10^{-3}$  СГС можно, вероятно, объяснить за счет примеси туфогенного материала, хотя не исключено, что это повышение объясняется случайностью выборки.

<sup>1</sup> Измерения проводились на приборе ИМВ-2. Образцы пород взяты из коллекции сотрудников СахКНИИ ДВНЦ АН СССР К. Ф. Сергеева, М. И. Стрельцова, Э. Н. Казаковой и В. Б. Сергеевой.

## о-в БЕРИНГА

## о-в МЕДНЫЕ

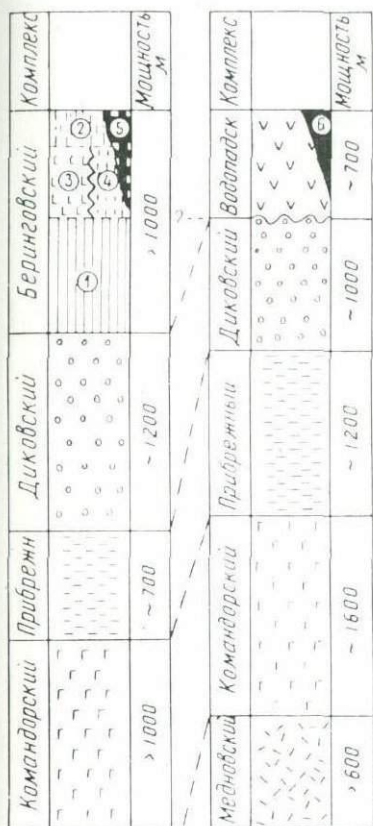


Рис. 1. Литолого-петрографические комплексы Командорских островов (по К. Ф. Сергееву, 1976): 1 — слоистые диатомиты нижней и 2 — верхней толщ; 3 — вулканогенная толща; 4 — массивные диатомиты; 5 — трахидолериты, монциты; в водопадском комплексе: 6 — роговообманковые диориты и гранодиориты. Состав пород других комплексов дан в тексте

Наиболее однородны по магнитной восприимчивости породы прибрежного комплекса (рис. 2, д), представленные флишеидно переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками, кремнями, окремнелыми породами и редкими прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов (Сергеев, 1976). Магнитной восприимчивостью  $0-0,1 \cdot 10^{-3}$  СГС обладают 66%, а  $0-0,25 \cdot 10^{-3}$  СГС — около 76% образцов этого комплекса.

Песчано-алевролитовые отложения диковского комплекса, имеющие значительное распространение на Командорских островах (Сергеев, 1976), обладают низкой магнитной восприимчивостью (рис. 2, е) с четко выраженным максимумом в пределах  $0-0,5 \cdot 10^{-3}$  СГС (34%), что и характерно для осадочных пород. Два побочных максимума, если не считать их результатами случайной выборки, могут быть объяснены наличием туфогенных ( $1-1,25 \cdot 10^{-3}$  СГС) и магматических пород, по-

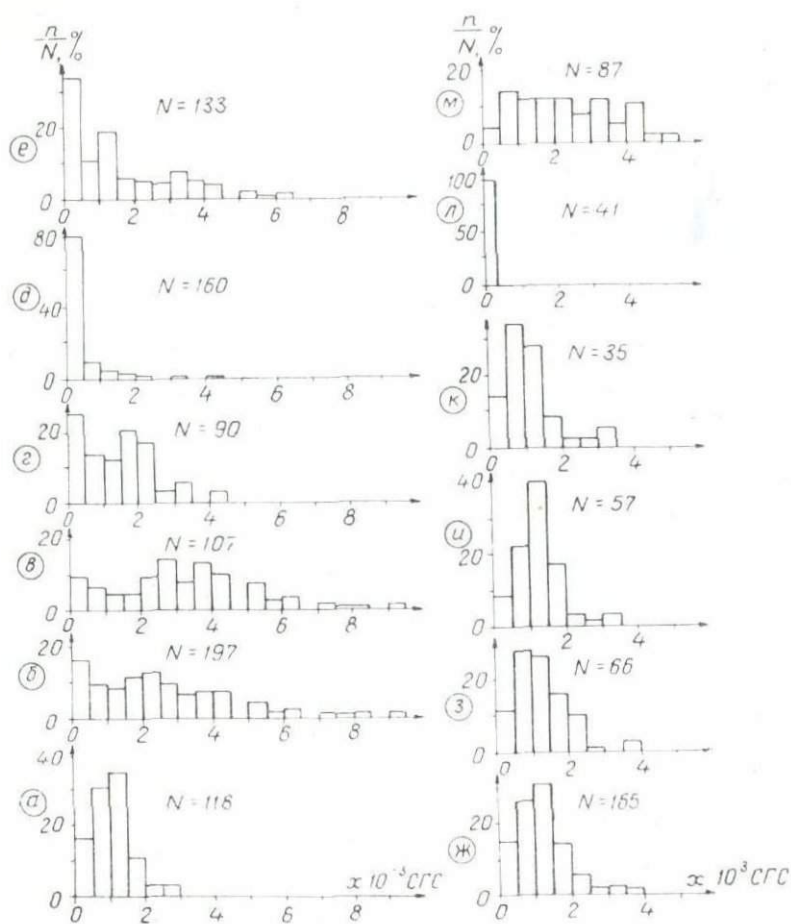


Рис. 2. Распределение магнитной восприимчивости образцов горных пород Командорских островов. Буквами обозначены гистограммы, характеризующие следующие литолого-петрографические комплексы: а — медновский; б — командорский (б — нерасчлененные породы, в — базальтоиды, г — осадочно-туфогенные породы); д — прибрежный; е — диковский; ж — к — водопадский (ж — нерасчлененные породы, з — диориты и диоритовые порфириды, и — андезиты, к — туфогенно-осадочные породы); л — м — беринговский (л — осадочные породы, м — базальты, андезиты, туфобрекчии). Цифрами дано число образцов в каждой группе

следние из которых (24 образца) в диапазоне  $2,5-4,5 \cdot 10^{-3}$  СГС составляют 11% общего числа образцов диковского комплекса. Однако соответствует ли это истинному соотношению осадочных и магматических пород — не установлено.

Породы водопадского комплекса представлены вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами, роговообманковыми ан-

дезитами и их туфами (Сергеев, 1976), а также диоритами и диоритовыми порфиритами. Образцы этого комплекса (рис. 2, ж) имеют наиболее вероятную восприимчивость  $0,5 - 1,5 \cdot 10^{-3}$  СГС (57,5% образцов). Тем не менее для истинной оценки этих параметров, как показывают последующие гистограммы (рис. 2, з, и, к), необходимо учитывать не только петрографическое различие образцов, составляющих комплекс, и долю участия их в создании суммарного эффекта, но и возможность случайной выборки образцов при весьма ограниченном количестве их в каждой группе.

Породы беринговского комплекса, преимущественно осадочного происхождения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, диатомиты), интродуцированы пластовыми телами трахидолеритов, монзонитов, реже берингитов и содержат разности излившихся пород и их туфов. И если образцы осадочных пород (рис. 2, л) на 100% обладают восприимчивостью  $0 - 0,25 \cdot 10^{-3}$  СГС (в диапазоне  $0 - 0,1 \cdot 10^{-3}$  СГС—85%), то образцы магматических пород (рис. 2, м) характеризуются весьма широким диапазоном восприимчивости —  $0 - 5,5 \cdot 10^{-3}$  СГС, при математическом ожидании  $2,3 \cdot 10^{-3}$  СГС. На диапазон  $0,5 - 3,5 \cdot 10^{-3}$  СГС приходится 74% образцов этой группы.

Определенный интерес вызывает магнитная восприимчивость берингитов, принадлежность которых к какому-либо из комплексов в достаточной мере не выяснена. Измерения 19 образцов показали, что восприимчивость изменяется в пределах  $0,3 - 1,8 \cdot 10^{-3}$  СГС при математическом ожидании около  $1 \cdot 10^{-3}$  СГС.

Различия петрографического состава предопределили широкий диапазон изменения магнитной восприимчивости ( $0 - 9,5 \cdot 10^{-3}$  СГС) отложений Командорских островов. Сравнительный анализ пород затруднен еще и тем, что модальные и наиболее вероятные значения восприимчивости для некоторых комплексов определяются неуверенно (рис. 2, б, м). В этой связи неоспоримые преимущества имеет как критерий сравнения — математическое ожидание. Являясь результатом интегрирующего воздействия всех образцов комплекса, математическое ожидание по своей физической сущности аналогично тому суммарному эффекту, который регистрируется датчиком магнитометра.

В свете изложенного можно выделить три группы пород, заметно различающихся друг от друга по магнитной восприимчивости. Первую группу образуют породы осадочного происхождения. Это отложения прибрежного ( $0,4 \cdot 10^{-3}$  СГС, рис. 2, д) и беринговского ( $0,12 \cdot 10^{-3}$  СГС, рис. 2, л) комплексов.

Вторая группа включает в себя туфогенно-осадочные и магматические породы преимущественно среднего состава. В основном это породы медновского (рис. 2, а), диковского (рис. 2, е) и водопадского комплексов (рис. 2, ж) со значениями воспри-

имчивости 1,1; 1,6 и  $1,2 \cdot 10^{-3}$  СГС соответственно. К этой же группе могут быть отнесены осадочные и туфогенно-осадочные породы командорского комплекса ( $1,45 \cdot 10^{-3}$  СГС, рис. 2, г). Образцы пород осадочного генезиса, присутствующие во всех этих комплексах, безусловно, занимают среднюю восприимчивость пород, однако оценить их долю участия в суммарном эффекте практически невозможно.

Третью группу составляют магматические породы преимущественно основного состава. Это магматические разности беринговского ( $2,3 \cdot 10^{-3}$  СГС, рис. 2, м) и командорского ( $3,2 \cdot 10^{-3}$  СГС, рис. 2, в) комплексов. Наибольшей магнитной восприимчивостью, безусловно, обладают породы командорского комплекса, которые даже совместно с осадочными и туфогенно-осадочными отложениями создают суммарную восприимчивость  $2,4 \cdot 10^{-3}$  СГС (рис. 2, б), сопоставимую с восприимчивостью магматических пород беринговского комплекса (рис. 2, м).

Таким образом, по имеющимся данным можно сделать предварительный вывод о различии осадочных, туфогенно-осадочных и магматических пород разного состава по магнитной восприимчивости. Достаточно отчетливо различаются и литолого-петрографические комплексы. Прибрежный комплекс, например, состоящий почти полностью из осадочных пород, обладает восприимчивостью  $0,4 \cdot 10^{-3}$  СГС, в то время как сумма пород командорского комплекса —  $2,4 \cdot 10^{-3}$  СГС. Породы медновского, диковского и водопадского комплексов с восприимчивостью от 1,1 до  $1,6 \cdot 10^{-3}$  СГС занимают промежуточное положение. Суммарный эффект всего беринговского комплекса трудно оценить, поскольку соотношение осадочных и магматических пород в его общей массе не установлено.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Казакова Э. Н., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. Риолиты острова Медного (Командорские острова).— «Геол. и геоф.», 1976, № 1, с. 91—99.
- Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976, 239 с.

*О. С. Корнев, Г. И. Шкуть*

## О МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

В 1977 г. на НИС «Орлик» (рейс № 3) экспедицией СахКНИИ было выполнено геологическое драгирование морского дна (80 результативных станций) в приостровной части Северных Курил между проливами Диана и Первый Курильский, а также на подводном хр. Витязя Северного (рис. 1). При полевом описании, а также в лабораторных условиях для всех образцов горных пород определялась величина магнитной восприимчивости. Кроме того, названная характеристика исследовалась в естественных обнажениях при проведении сухопутных маршрутов на вулканах Алаид (о-в Атласова) и Креници-на (о-в Онекотан). С помощью прибора ИМВ-2 выполнено около 2400 фиксированных измерений.

Сведения о магнитной восприимчивости пород, приводимые в настоящей статье, носят предварительный характер.

Основными структурными элементами рассматриваемой территории, согласно данным непрерывного сейсмического профилирования, является система горст-антиклинорных поднятий хр. Витязя и Большой Курильской гряды, разделенных Северо-Курильским грабен-синклинорным прогибом. Эти структурные элементы в целом составляют северную часть Курильского геотектонического поднятия.

В исследованном материале выделяются три комплекса пород самой различной степени развития: эффузивный, интрузивный и туфогенно-осадочный.

Эффузивные породы имеют самое широкое распространение и встречены на подавляющем большинстве (64) станций. Они также — главный предмет исследований на о-вах Атласова и Онекотан. На о-ве Атласова нами изучались базальты вулкана Алаид извержения 1972 г. (прорыв «Олимпийский»). Магнитная восприимчивость пород главного кратера прорыва варьирует в пределах  $3,0 \cdot 10^{-3} \div 5,5 \cdot 10^{-3}$  СГС, для южной бочки (Авдейко и др., 1974) она образует две вариации ( $2,8 \div 4,3$  и  $3,0 \div 3,3 \cdot 10^{-3}$  СГС). Базальты внутренней части лавового потока центрального конуса прорыва «Олимпийский» в прибрежных обнажениях на 2-метровом вертикальном отрезке имеют магнитную восприимчивость  $2,1 \div 3,3 \cdot 10^{-3}$  СГС с превалирую-

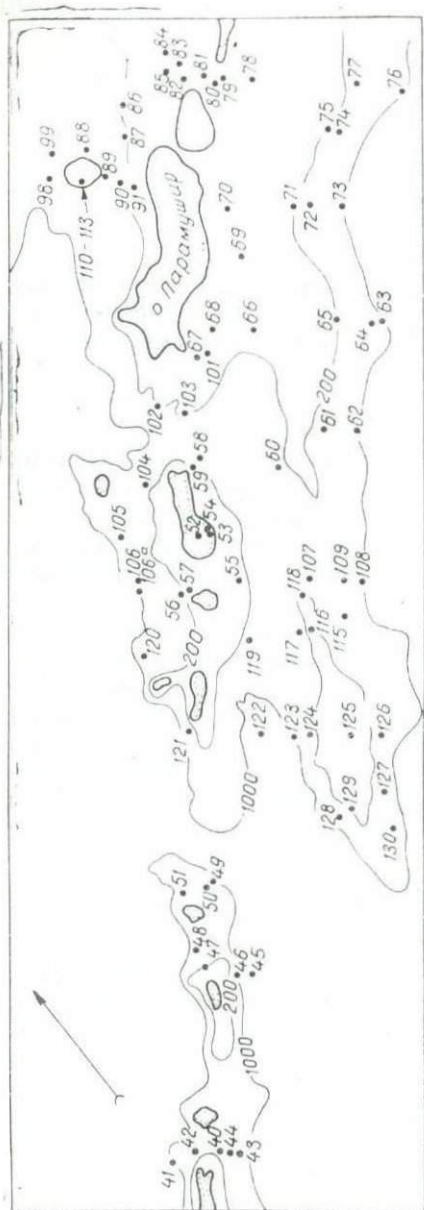


Рис. 1. Схема размещения станций драгирования и наземных точек наблюдения с их номерами

щими значениями  $2,7 \div \div 3,0 \cdot 10^{-3}$  СГС. Кроме того, были промерены пирокластические образования: вулканические бомбы каплевидной формы —  $2,5 \div 3,5 \cdot 10^{-6}$  СГС, фигурные вулканические бомбы —  $1,2 \div 2,2 \cdot 10^{-3}$  СГС, тонкослоистые тефроидные псаммиты —  $2,0 \div 2,1 \cdot 10^{-3}$  СГС, тефроидные гравелиты морского побережья —  $1,5 \cdot 10^{-3}$  СГС.

На вулкане Креницина (о-в Онекотан) изучены породы северо-восточного края кальдеры. Среди них встречены ноздреватые базальты с магнитной восприимчивостью  $2,8 \div 3,2 \cdot 10^{-3}$  СГС, массивные базальты —  $2,0 \div \div 3,2 \cdot 10^{-3}$  СГС, перлиты —  $1,8 \div 1,9 \cdot 10^{-3}$  СГС. В эффузивах кальдеры обнаружены включения ультраосновных пород гибридного облика, магнитная восприимчивость которых в 5—6 раз ( $1,2 \cdot 10^{-2}$  СГС) выше, чем у вмещающих образований. В прибрежной зоне зал. Муссель этого же острова монолитные эффузивы имеют магнитную восприимчивость  $2,5 \div \div 4,6 \cdot 10^{-3}$  СГС, в среднем более  $3,0 \cdot 10^{-3}$  СГС; у лав с ярко выраженной слоистостью она составляет 1,2, 1,4 и  $1,8 \cdot 10^{-3}$  СГС; пемза, встреченная среди массивных базальтовых пород, практически немагнитна (всего  $3,06 \div 5 \cdot 10^{-5}$  СГС).

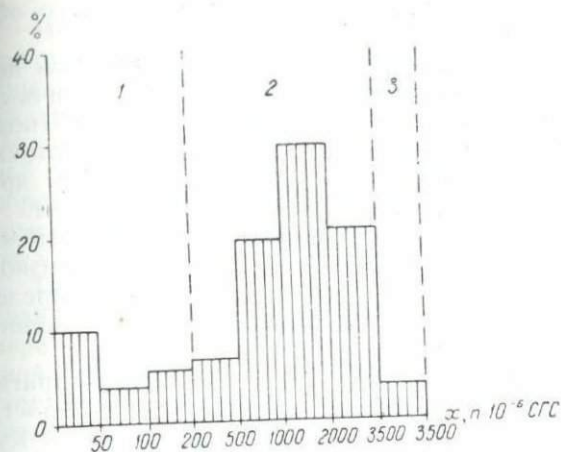


Рис. 2. Гистограмма магнитной восприимчивости вулканогенных пород: 1—преимущественно туфы и измененные (окварцованные, пиритизированные и т. п.) эффузивы основного и среднего состава; 2—преимущественно андезиты и базальты; 3—андезиты и породы жильной фации основного состава

На морской территории вулканогенные образования встречены среди образцов подавляющего большинства станций. Эти породы представлены эффузивами и пирокластами среднего и основного состава, магнитная восприимчивость которых варьирует в весьма широких пределах — от  $1,0 \cdot 10^{-5}$  до  $8,0 \cdot 10^{-3}$  СГС (рис. 2), при этом преобладают значения от  $1,0$  до  $2,0 \cdot 10^{-3}$  СГС. Самая низкая магнитная восприимчивость ( $0 \div 2,0 \cdot 10^{-4}$  СГС) принадлежит преимущественно туфам и измененным (окварцованным, пиритизированным, выветрелым и т. п.) эффузивам. Кроме них в этой группе присутствует несколько образцов неизмененных пород аналогичного, а также кислого состава. В целом же эффузивные породы с магнитной восприимчивостью до  $5,0 \cdot 10^{-4}$  СГС составляют более четверти (26,3%) всего объема изученного материала. При этом на многих станциях драгирования, особенно вблизи островов, встречены породы с широким спектром значений магнитной восприимчивости. Отмечается лишь некоторая тенденция к ограничению числа эффузивов с повышенной величиной магнитной восприимчивости на внешнем склоне хр. Витязя.

Повсеместное распространение разномагнитных эффузивов основного и среднего составов и их совместное присутствие на станциях драгирования свидетельствуют о том, что дифференциация магнитных свойств — общая закономерность для кайнозойского вулканогенного комплекса региона. Различная степень магнитности одинаковых по составу эффузивных пород может быть объяснена рядом причин, одна из которых связана с геохимическими особенностями самой магмы (Печерский и др., 1975). В этом случае разномагнитность однотипных пород может отражать различную глубину очагов происхождения магмы, а также разновозрастность извержений. О существовании такого рода причин свидетельствует наличие разномагнитных

долеритов и других вулканогенных образований жильного облика (станции 44, 45, 49, 64, 71, 79).

Другой причиной разномагнитности пород может быть неодинаковая степень окисленности излившейся магмы различных составляющих одной и той же вулканической постройки (подводящий канал, внутренняя и внешняя часть лавового потока, пирокластические образования). Признаки такого рода при предварительном изучении материала нами не обнаружены.

Исследования однотипных эффузивных образований выброса «Олимпийский» (о-в Атласова) говорят о возможно низкой дифференциации магнитных свойств базальтовых лав в пределах единой вулканической постройки при одном извержении разных порций магмы.

Интрузивные породы были подняты на 17 станциях драгирования. В их площадном размещении намечаются две области сосредоточения. Одна из них тяготеет к островам Большой Курильской гряды, другая приурочена к краю внешнего склона подводного хр. Витязя Северного в полосе широкого развития дизъюнктивных нарушений. Эти нарушения (по данным непрерывного сейсмического профилирования) ограничивают с юго-востока горст-антиклинорное поднятие Витязя, в строении которого по аналогии с Малокурильским горст-антиклинорным поднятием, вероятно, принимают участие верхнемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (Васильев, 1974).

Состав изученных интрузивных пород варьирует от лейкократовых и биотитовых гранитов до диоритов, причем преобладают граниты. По составу и магнитной восприимчивости породы значительно дифференцированы. Высокая восприимчивость была установлена для образцов биотитовых гранитов со станций 40— $4,2 \cdot 10^{-4}$  СГС; 49— $1,3 \div 1,8 \cdot 10^{-3}$  СГС; 101— $1,5 \cdot 10^{-3}$  СГС; 109— $1,1 \cdot 10^{-3}$  СГС и 116— $1,5 \cdot 10^{-3}$  СГС. Практически немагнитными оказались граниты со станций 40, 63, 77, 103 и 115, магнитная восприимчивость которых соответственно равна 2,1; 0,9; 0,7; 1,8 и  $2,0 \cdot 10^{-5}$  СГС. Среди гранитоидов отмечены разновидности, сходные по внешнему облику с гранодиоритами; их магнитная восприимчивость составляет  $5,5 \div 8,2 \cdot 10^{-4}$  СГС (станция 50) и  $4,7 \cdot 10^{-3}$  СГС (станция 77).

Породы среднего состава — диориты и кварцевые диориты — имеют следующие величины магнитной восприимчивости:  $1,7 \div 2,2 \cdot 10^{-3}$  СГС (станция 46),  $4,8 \div 5,8 \cdot 10^{-3}$  СГС (станция 57),  $2,1 \div 1,4 \cdot 10^{-3}$  СГС (станция 78) и  $1,3 \cdot 10^{-3}$  СГС (станция 108). В то же время отмечаются аналогичные по составу, но практически немагнитные породы с восприимчивостью 6,8; 2,0 и  $6,5 \cdot 10^{-5}$  СГС (соответственно со станций 69, 77 и 109). Большой разброс выявлен также у жильной фации интрузивных образований — аплитовидных пород:  $1,4 \cdot 10^{-5}$ ;  $3,0 \cdot 10^{-4}$ ;  $1,3 \cdot 10^{-3}$  и  $1,5 \cdot 10^{-3}$  СГС (соответственно со станций 115, 50, 128 и 116).

Из приведенных данных следует, что однотипные по составу интрузивные породы могут быть магнитными и немагнитными. При этом и те и другие встречены совместно на одних станциях драгирования практически по всей площади исследований. Эту закономерность можно объяснить либо различной глубиной становления интрузивных плутонов, от которой магнитность пород при прочих равных условиях находится в обратной зависимости (Корнев, 1975), либо геохимическими особенностями магмы.

Туфогенно-осадочный комплекс пород распространен в основном в районе подводного хр. Витязя Северного и в меньшей мере — на охотоморском склоне и проливах Большой Курильской гряды. Возраст комплекса по аналогии с осадочными и терригенно-осадочными образованиями южной части Курильского геоантиклинального поднятия (Васильев, 1974) может считаться неогеновым, а в центральной части Северо-Курильского грабен-синклинория — позднемиоцен-плиоценовым. Породы комплекса встречены на 26 станциях драгирования (№ 40, 41, 50, 59, 63, 64, 70, 77, 81, 82, 102, 104, 105, 106, 108, 115, 116, 118, 119, 123, 124 и 127—130). По гранулометрическому составу породы можно объединить в четыре группы: туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфодиазомиты.

Туфогравелиты обнаружены на пяти станциях драгирования. Их магнитная восприимчивость варьирует от  $1,5 \cdot 10^{-4}$  СГС до  $1,6 \cdot 10^{-3}$  СГС. Различаются две разности с превалирующими значениями в  $2,5 \div 4,0 \cdot 10^{-4}$  СГС и  $1,6 \cdot 10^{-3}$  СГС.

Туфопесчаники — наиболее представительная группа пород туфогенно-осадочного комплекса (они встречены почти на всех станциях, в том числе и с образцами других гранулометрических групп этого комплекса). Величина магнитной восприимчивости туфопесчаников охватывает весь диапазон значений — от  $1,5 \cdot 10^{-5}$  СГС до  $2,3 \cdot 10^{-3}$  СГС. Около 20% всего объема изученных образцов принадлежат практически немагнитным; их магнитная восприимчивость не превышает сотни единиц. Более половины образцов имеют магнитную восприимчивость до  $1,0 \cdot 10^{-3}$  СГС, а около 20% значений превышают эту величину.

Туфоалевролиты подняты на 12 станциях. Их магнитная восприимчивость колеблется от  $2,0 \cdot 10^{-6}$  СГС до  $8,0 \cdot 10^{-4}$  СГС. У трети всего количества изученных образцов значение этого параметра не превышает  $1,0 \cdot 10^{-4}$  СГС.

Туфодиазомиты обнаружены на 7 станциях. Значение их магнитной восприимчивости в основном не превышает  $4,0 \cdot 10^{-5}$  СГС, и только для двух образцов со станций 111 и 124 отмечены величины соответственно 2,3 и  $4,0 \cdot 10^{-4}$  СГС.

В региональном размещении разномагнитных пород туфогенно-осадочного комплекса четкой закономерности проследить не удалось. Повсеместное распространение разномагнитных пород и их нахождение среди образцов, поднятых на многих

станциях, свидетельствуют о значительной дифференцированности магнитных свойств по разрезу.

Несмотря на широкое распространение пород туфогенно-осадочного комплекса с довольно большими значениями магнитной восприимчивости, высокая напряженность аномального магнитного поля этого комплекса маловероятна. Это может быть объяснено следующим образом. Грубозернистый материал исключает наличие образования детритовой намагниченности (Нагата, 1965), а относительная молодость пород и их слабый метаморфизм являются условиями существования хаотической (в магнитном отношении) ориентировки ферромагнитного материала и делают невозможным индуцирование аномального поля высокой напряженности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П., Хренов А. П., Флеров Г. Б., Токарев П. И., Широков В. А., Меньяйлов И. А., Чирков А. М., Волынец С. Н., Дубик Ю. М., Вергасов А. П., Пономарев Г. П. Извержение вулкана Алаид в 1972 г.— Бюлл. вулканол. станций, № 50. М., «Наука», 1974, с. 64—80.
- Васильев Б. И. О геологическом строении тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды. ДАН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1437—1440.
- Корнев О. С. О магнитных массах каледонских интрузий Северного Тянь-Шаня.— «Сов. геол.», 1975, № 2, с. 114—119.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965, 345 с.
- Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М., «Наука», 1975, 288 с.

*Б. Е. Мардерфельд, В. М. Кобзова, Р. Г. Шигапов*

ОСОБЕННОСТИ В СТРУКТУРЕ ПЕРЕМЕННОГО  
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАЙОНЕ  
СРЕДНЕКУРИЛЬСКОЙ  
МАГНИТОВАРИАЦИОННОЙ АНОМАЛИИ  
(по данным лабораторного физического  
моделирования)

В результате анализа особенностей структуры переменного электромагнитного поля при двумерном береговом эффекте и эффектах «острова» и «пролива» (Мардерфельд, 1977) появилась возможность выполнить моделирование ситуаций, близких к реальным. В качестве объекта была выбрана известная магнитовариационная аномалия, зарегистрированная в районе Средних Курильских островов.

Эта аномалия охватывает о-ва Уруп и Симушир. Индукционные векторы здесь ориентированы вдоль островной дуги навстречу друг другу через пролив, наибольшая интенсивность их наблюдается на оконечностях острова. В среднем  $h_z = 1,5$  для бухтообразных возмущений, более 1,2 — для второй гармоники  $S_q$ ,  $\approx 0,7$  — для ее первой гармоники (Ляпишев и др., 1975).

Моделирование выполнялось на двух установках: двухслойной СахКНИИ и трехслойной Львовского филиала математической физики Института математики АН УССР.

На установке СахКНИИ море глубиной 3 км имитировалось листом латуни толщиной 3 мм. На листе было вырезано несколько прямоугольных отверстий, условно обозначающих о-ва Кунашир, Итуруп, Уруп и Симушир (рис. 1). Вдоль оси островов определялись амплитудно-фазовые характеристики вариаций вертикальной и горизонтальной составляющих магнитного поля Земли. Так как установка двухслойная, проводящая астеносфера в основании модели отсутствовала, а непроводящая литосфера имитировалась воздухом.

На моделирующей установке ЛФМФИМ АН УССР морю соответствовал концентрированный раствор поваренной соли, островам — пластины из сергуча (рис. 1), непроводящей литосфере — воздух, проводящей астеносфере — медный лист (Мороз и др., 1975). Исходя из критериев подобия, линейный масштаб моделирования был выбран  $2,5 \times 10^5$ . Отсюда глубина моря при моделировании равнялась 5 км, мощность непроводящего слоя — 110 км, что соответствовало данным магнито-тел-

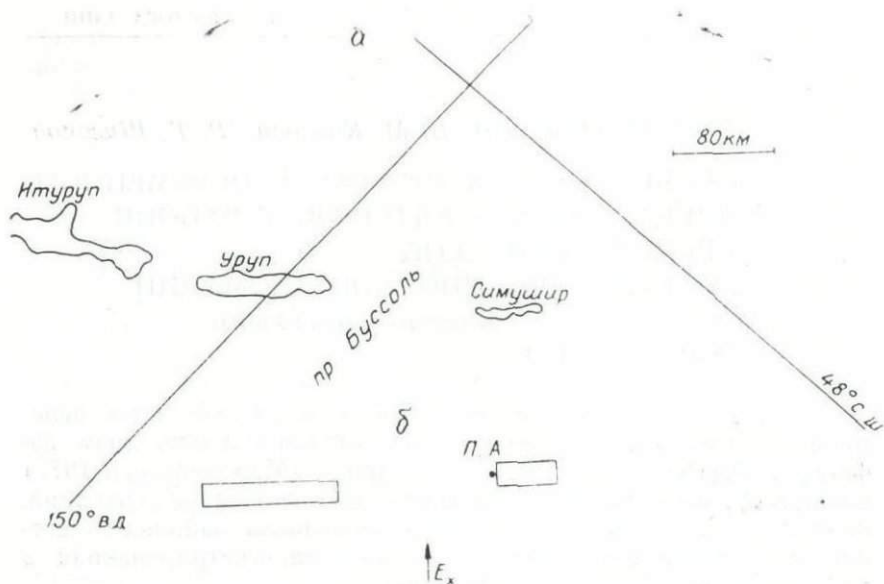


Рис. 1. Схема расположения Курильских островов при моделировании: а — расположение островов в натуре, б — на модели

лурического зондирования на о-ве Итуруп.

Частотный диапазон моделирования на установке СахКНИИ соответствовал вариациям магнитного поля с периодами от 15 мин до 4 ч, на установке ЛФМФИМ — от 15 мин до 24 ч.

Так как наиболее ярко аномалия выражается в районе пролива Буссоль, нами было рассмотрено поведение электромагнитного поля между о-вами Уруп и Симушир для случая поперечной поляризации электрического поля.

Характерная особенность вариаций горизонтальной и вертикальной составляющих магнитного поля при отсутствии проводящей мантии — независимость интенсивности поля обеих составляющих и их фазовых характеристик от периода вариаций. Аномалия в  $h_z H = z/2H_0$  ( $H_0$  — падающее поле источника) составляет на оконечности Симушира 1,3, на оконечности Урупа — 2,3; аномалия в  $h_y = H_y/2H_0$  соответственно составляет 1,3 и 1,8 (рис. 2). При этом рассматриваются периоды вариаций от 15 мин до 4 ч. При введении проводящей мантии за счет перераспределения индукционных токов интенсивность электрического тока в море, а также и аномалии в  $h$  и  $h_y$  ослабевает (Мардерфельд, 1977). Так, при мощности литосферы 100 км электрическое поле для вариаций в 1 ч уменьшается на 10%, в 4 ч — на 60%, а в 12 ч — почти на 90%, т. е. для полусуточных вариаций аномальный эффект в  $S_q$  должен быть в 10 раз меньше, чем для вариаций с периодом в 1 ч.

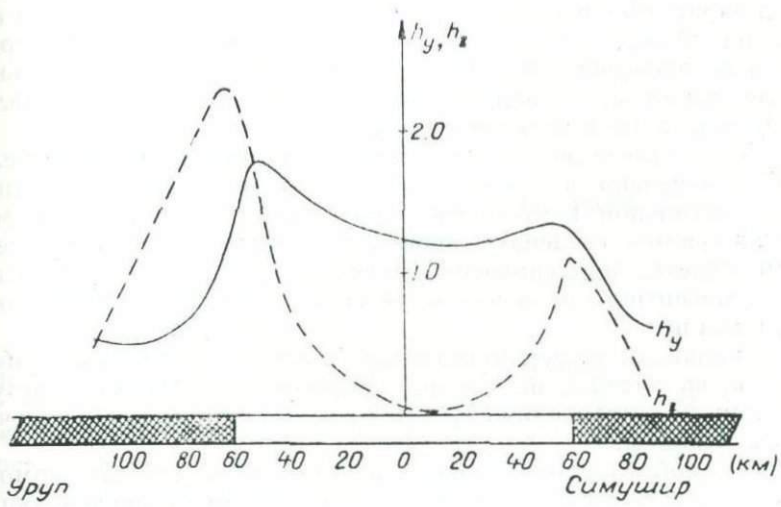


Рис. 2. Распределение  $h_y$  и  $h_z$  поперек пролива Буссоль (проводящая мантия отсутствует)

Этот вывод подтверждается данными лабораторного физического моделирования на установке ЛФМФМ. Интенсивность аномалии в вариациях вертикальной компоненты на южной оконечности о-ва Симушир в значительной степени зависит от периода (рис. 3). Экстремальное значение  $h_z=0,8$  наблюдается

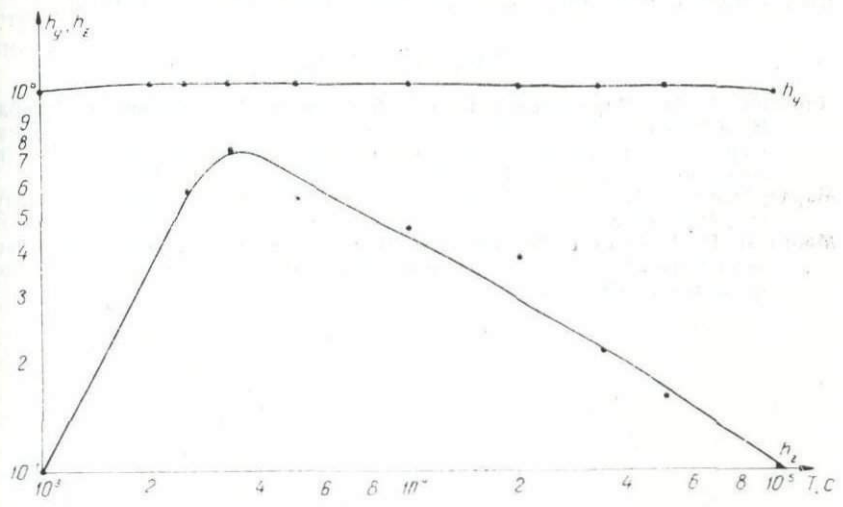


Рис. 3. Зависимость  $h_y$  и  $h_z$  от периода  $T$  для Симушира (рис. 1, А; мощность непроводящего слоя равна 110 км)

для вариаций с периодом 1 ч. Для более длинных периодов аномалия убывает, и интенсивность  $h_z$  для вариаций с периодом 12 ч не превышает 0,1. Аномалия в вариациях горизонтального поля выражена незначительно и для периодов 1 ч составляет 15% нормальной величины поля.

При анализе локального островного эффекта (Мардерфельд, 1977) отмечено, что резко выраженная аномалия в вариациях горизонтальной компоненты, приуроченная к центру острова, сглаживается введением проводящей мантии. Это же явление наблюдается при сравнении поведения вариаций горизонтального магнитного поля при моделировании с проводящей мантией и без нее.

Сравнивая экспериментальные данные геомагнитных наблюдений, полученные на Средних Курильских островах, с результатами моделирования, мы приходим к двум взаимоисключающим выводам.

С одной стороны, большие значения полусуточных гармоник  $h_z$  свидетельствуют о значительной мощности непроводящего слоя, равного, как показывают оценки, 400 км и более. С другой — отсутствие заметной аномалии в вариациях горизонтальных компонент говорит о близости к дневной поверхности проводящей астеносферы под Курильскими островами, т. е. мощность литосферы не превосходит 100 км. Второй вывод нам представляется более надежным. В этом случае наблюдаемая аномалия в  $S_q$ -вариациях должна вызываться глубинным геоэлектрическим источником, действующим независимо от рассмотренного нами эффекта концентрации морских индукционных токов в проливе, разделяющем о-ва Уруп и Симушир.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Половов А. А. Применение метода Визе-Паркинсона для анализа аномалии в S-вариациях на Средних Курильских островах. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 30. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 204—209.
- Мардерфельд Б. Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М., «Наука», 1977, 80 с.
- Мороз И. П., Кобзова В. М., Тимошин Б. В. Моделирование электродинамических процессов в неоднородных проводящих средах. Киев, «Наукова думка», 1975, 64 с.

Р. Г. Шуганов

## ИЗУЧЕНИЕ ИНДУКЦИОННЫХ ЭФФЕКТОВ В ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЯХ НА ФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Эффекты в геомагнитных вариациях над группой островов в море (цепочка островов или островная дуга) в отличие от локального островного эффекта (одиноким остров в окружении однородного моря) имеют ряд особенностей. Они вызываются искажающим влиянием индукционных токов, текущих в проливах, структуры электромагнитного поля каждого отдельного острова.

Деформация поля зависит от поляризации внешнего (возбуждающего) переменного геомагнитного поля относительно направления оси островной дуги. Поляризация электромагнитной волны над геоэлектрической неоднородностью может быть трех типов (продольная, поперечная и угловая). В зависимости от ее вида изменяется картина распределения геоэлектрического тока в районе островной дуги, которая, как будет показано ниже, существенно зависит от ширины проливов и размеров островов. Морские индукционные токи создают различное по структуре и интенсивности вторичное трехмерное магнитное поле.

Для изучения указанных явлений природы в СахКНИИ создана масштабная модель цепочки островов в однородном море (рис. 1, а). Моделью моря служит медный лист толщиной 1 мм. Лист вмещает «острова», представленные в виде свинцовых круглых пластин диаметром 80 мм. Так как критерий линейного подобия при моделировании был принят  $2,5 \times 10^6$ , модель соответствовала морю глубиной 2,5 км с островами одинакового диаметра около 200 км. Рассматривался случай двухслойного геоэлектрического разреза, т. е. проводящая мантия при моделировании отсутствовала. Соотношение проводимостей суша — море составляло 1 : 15. Гомогенная электрическая связь в районе контакта моделей «моря» и «суши» осуществлялась при помощи пайки оловянно-свинцовыми припоями. В соответствии с критериями подобия вариации геомагнитного поля в натуре с периодами от 15 мин до 6 ч имитировались при моделировании переменным током с частотами 480—20 Гц соответственно. Модель «моря» имела размеры  $600 \times 1500$  мм. Площадь с однородным индукционным электромагнитным полем

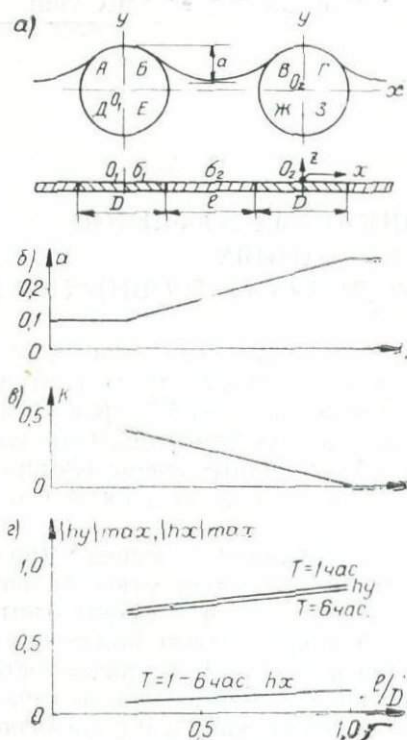


Рис. 1. Схема модели цепочки островов: а) А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З — секторы круглого острова,  $D$  — диаметр острова,  $l$  — ширина пролива,  $O_1$  и  $O_2$  — центры островов,  $\sigma_1$  — удельная электропроводность среды; б) зависимость глубины затекания электрического тока в проливы от их ширины; в) зависимость интенсивности вертикальной компоненты  $K$  магнитного поля в проливах при продольной поляризации от их ширины; г) зависимость распределения экстремальных значений интенсивности горизонтальных компонент магнитного поля в проливах (при Е-поляризации) от их ширины.  $T$  — период вариации электромагнитного поля в часах,  $h_{y \max}$ ,  $h_{z \max}$  — нормированные значения горизонтальной и вертикальной компонент магнитного поля

в районе центра листа составляла 50%. Модели геоэлектрических неоднородностей моря помещаются в зоне однородного поля, поэтому краевые эффекты вмещающей среды не оказывают влияния на изучаемые явления. Источник возбуждаемого внешнего поля над моделью отсутствует. Модель запитывалась непосредственно током заданной частоты от генератора через трансформатор тока (Мардерфельд, 1977).

В модели цепочки островов в зависимости от расстояния между островами (ширина пролива) определялись амплитудные и фазовые характеристики компонент электромагнитного поля в окрестностях островов, а также была построена картина распределения индукционного электрического тока для различных периодов магнитовариационного поля при продольной и поперечной поляризациях внешнего поля.

В случае продольной поляризации поля в картинах обтекания индукционным током цепочки островов наблюдаются основные черты локального островного эффекта (Мардерфельд и др., 1978). Ширина области с током, ответственная за аномальный эффект цепочки островов, равна приблизительно радиусу острова (рис. 2, а). Закономерность сохраняется по всей

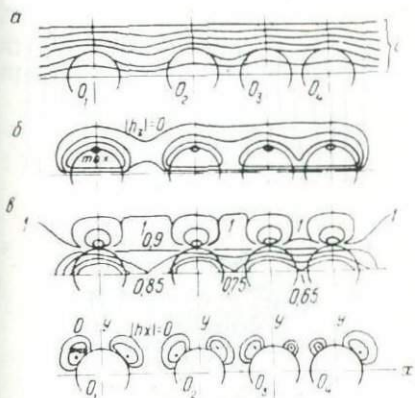


Рис. 2. Изолинии составляющих магнитного поля в районе цепочки островов при Е-поляризации: а) картина распределения тока, б) семейство изолиний вертикальной составляющей магнитного поля, в) семейство изолиний горизонтальной  $h_x$  компоненты магнитного поля, г) семейство изолиний горизонтальной  $h_x$  компоненты магнитного поля

длине структуры. Картина распределения тока в районе секторов А, Г, Д и З (рис. 1, а) при ширине пролива, равной или превосходящей диаметр острова, полностью соответствует случаю локального островного эффекта. При этом наблюдается затекание огибающих острова токов в проливы. «Глубина» его затекания зависит от ширины пролива. С уменьшением ширины пролива уменьшается глубина затекания. Для проливов уже 0,25 диаметра острова эффект затекания тока практически отсутствует, вектор тока принимает квазипрямолинейное направление (рис. 1, б и 2, а). Для случаев, когда ширина пролива  $l = 0,25 \div 1D$ , глубина затекания тока а может быть определена по приближенной эмпирической формуле:  $a = 0,266 \cdot (l/D - 0,25) + 0,1$ . При  $l \geq 1$  наблюдается эффект насыщения токов затекания.

В случае поперечной поляризации электрический ток концентрируется в проливах, огибает крайние острова цепочки (рис. 3, а). Ширина области с током, ответственная за аномальный эффект цепочки островов, в данном случае несколько увеличена по сравнению с локальным островным эффектом.

Магнитовариационное поле, индуцированное морскими токами в районе цепочки островов, имеет трехмерное распределение и состоит из трех составляющих: вертикальной  $H_z$  и горизонтальных  $H_y$  и  $H_x$ . При Е-поляризации значение амплитуды вертикальной компоненты над берегами островов не зависит от расстояния между ними. Ее интенсивность (рис. 1, в) изменяется в проливе по линейному закону  $K = -\frac{H_z}{2H_{y0}} : \frac{H_{zmax}}{2H_{y0}} = -\frac{h_z}{h_{zmax}}$ . Нормировка произведена на суммарное падающее и отраженное магнитные поля. Так как модель двухслойная, то падающее и отраженное поля имеют одинаковую интенсивность,  $H_{y\text{ над.}} = H_{y\text{ отр.}}$ . Структура вертикальной составляющей маг-

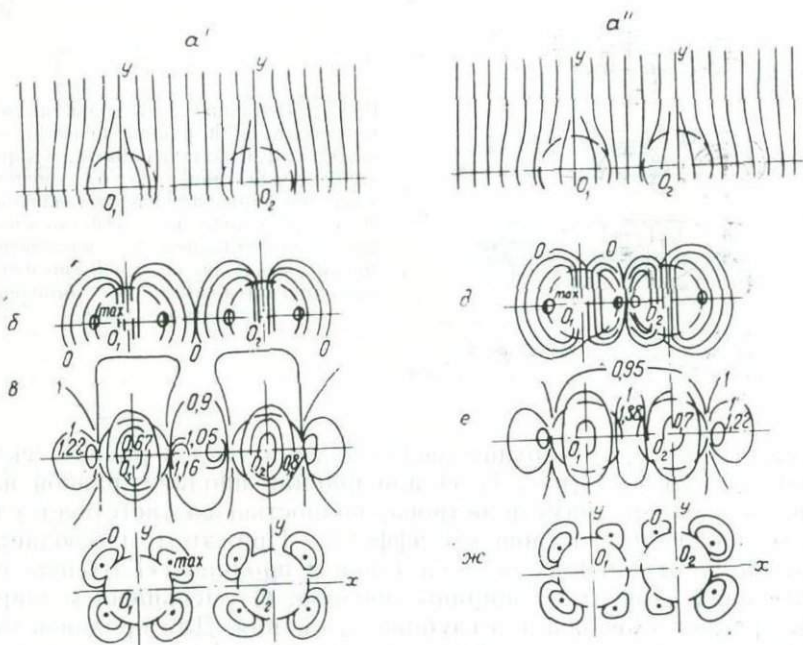


Рис. 3. Изолинии составляющих магнитного поля вдоль цепочки островов при Н-поляризации. Картина распределения тока при периоде геомагнитных вариаций  $T=1$  ч в проливе шириной 200 км ( $a'$ ); 100 км ( $a''$ ). Вертикальная составляющая  $h_z$  ширина пролива 200 км ( $б$ ). Горизонтальная составляющая  $h_y$ , ширина пролива 200 км ( $в$ ). Горизонтальная составляющая  $h_x$  ширина пролива 200 км ( $г$ ). Вертикальная составляющая  $h_z$ , ширина пролива 50 км ( $д$ ). Горизонтальная составляющая  $h_y$ , ширина пролива 50 км ( $е$ ). Горизонтальная составляющая  $h_x$ , ширина пролива 50 км ( $ж$ )

нитного поля  $H_z$  в проливах носит сложный характер (рис. 2, б). Причем вертикальная компонента вдоль оси симметрии островной дуги отсутствует.

В случае Н-поляризации при ширине пролива более диаметра острова эффект пролива не оказывает влияния на структуру и интенсивность вертикальной составляющей магнитного поля каждого из островов (рис. 3, в). При уменьшении расстояния между островами структура ее деформируется (рис. 3, д; 4, а, а<sup>1</sup>), а линия с нулевым «значением» интенсивности смещается от центра острова в сторону пролива. В центре пролива интенсивность вертикальной составляющей поля убывает до нуля. Экстремальное же значение ее наблюдается над границей раздела суша — море, при этом вариации на противоположных сторонах островов и проливов находятся в противофазах. При ширине пролива  $l=1 \div 0.25D$  и периоде вариаций  $T=1$  ч их интенсивность уменьшается относительно невозмущенной об-

ласти острова на 10%. В изученном интервале расстояний между островами (рис. 4, б) уменьшения амплитуды  $H_z$  в районе пролива при уменьшении его ширины не замечено.

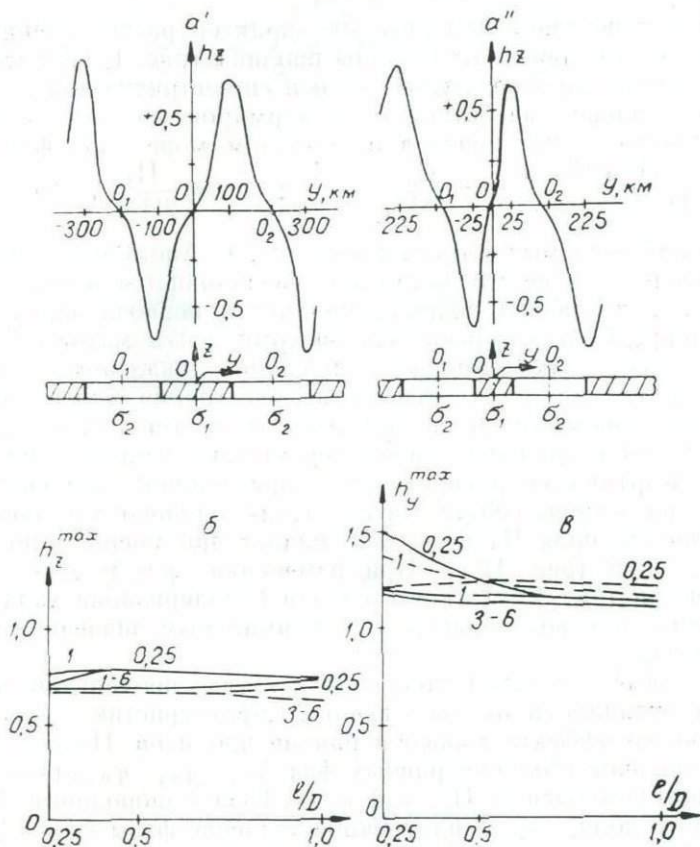


Рис. 4. Распределение амплитуды вертикальной компоненты магнитного поля  $h_z$  по профилю, проведенному через центры островов: а — при  $l=200$  (а');  $l=100$  км (а''); б — распределение  $h_z$  со стороны пролива в зависимости от ширины пролива и периода вариаций (цифры — период вариаций поля в часах,  $l$  — ширина пролива,  $D$  — диаметр острова); в — распределение  $h_{y^{max}}$  внутри пролива в зависимости от ширины пролива и периода вариаций. Цифрами указаны периоды вариаций в часах, сплошные линии — со стороны однородного окружающего моря, пунктирные — внутри пролива

Закономерности в распределении горизонтальной составляющей на острове аналогичны закономерностям, наблюдаемым при локальном островном эффекте для всех случаев поля, и не зависят от расстояния между островами. Структура этого поля за пределами островов, со стороны однородного окружающего моря (вне проливов), также соответствует случаю локального островного эффекта.

Значительные изменения в структуре поля происходят в районе проливов. При Е-поляризации (рис. 1, г; 2, в) чем шире пролив, тем больше интенсивность этой компоненты поля в центре.

При поперечной поляризации характер распределения поля существенно зависит от ширины пролива (рис. 1, г). Структура поля в проливе относительно ее оси симметрична (рис. 3, в, е). Горизонтальное магнитное поле нормировалось на суммарное отраженное и падающее в однородном море по формулам:

$$h_y = \frac{H_y + H_{y\text{над.}}}{H_{y\text{отр}} + H_{y\text{над.}}} = \frac{H_y}{2H_{y0}} + \frac{1}{2}; \quad h_x = \frac{H_x}{2H_{y0}}, \quad \text{где } H_y \text{ и}$$

$H_x$  — наблюдаемые индукционные поля. Аномальное поле  $H_y$  уменьшается к центру острова и увеличивается в районе пролива с уменьшением ширины пролива и периода вариаций.

Распределение горизонтальной компоненты магнитного поля  $H_y$  содержит закономерности, присущие локальному островному эффекту. По мере уменьшения расстояния между островами при любом случае поляризации поля (рис. 2, г; 3, г, ж) уменьшаются границы района присутствия данной компоненты поля. Картина ее распределения при ширине пролива более диаметра острова соответствует случаю одинокого острова. Интенсивность поля  $H_x$  несколько падает при уменьшении ширины пролива (рис. 1, г). При изменении расстояния между островами (рис. 2, г, ж) для случая Е-поляризации характерно смещение центров областей с максимальным значением интенсивности.

Фазовые характеристики поля в случае продольной поляризации отличаются от аналогичных характеристик локального островного эффекта только в районе проливов. На рис. 5 а, б представлены изолинии равных фаз  $\Delta\varphi_y = \varphi_{y0} - \varphi_y$  для горизонтальной компоненты  $H_y$ , где  $\varphi_{y0}$  — фаза однородного индукционного поля, а  $\varphi_y$  — измеренное значение фазы поля. Для вариаций поля с периодом 15 мин распределение изолиний фазовых характеристик подобно картине структуры интенсивности поля. Семейства изолиний этих характеристик симметричны относительно осевой линии, проведенной вдоль структуры.

На рис. 5, в представлены изолинии фазовой характеристики  $\Delta\varphi_z = \varphi_{z0} - \varphi_z$  вертикальной составляющей магнитного поля, где  $\varphi_{z0}$  — фаза экстремального значения вертикальной составляющей, а  $\varphi_z$  — значение фазы, измеренное для различных точек модели. Изолинии равных фаз имеют вид полуокружностей. Градиент фазы над островом невелик, не считая участка в центре острова, где происходит переворот ее на  $180^\circ$ . Аналогичные закономерности наблюдаются при поперечной поляризации. Только в этом случае градиент фазы невелик и за пределами островов. Изолинии фазовых характеристик  $\Delta\varphi_y$  горизонтальной компоненты при периоде вариаций 1 ч (случай

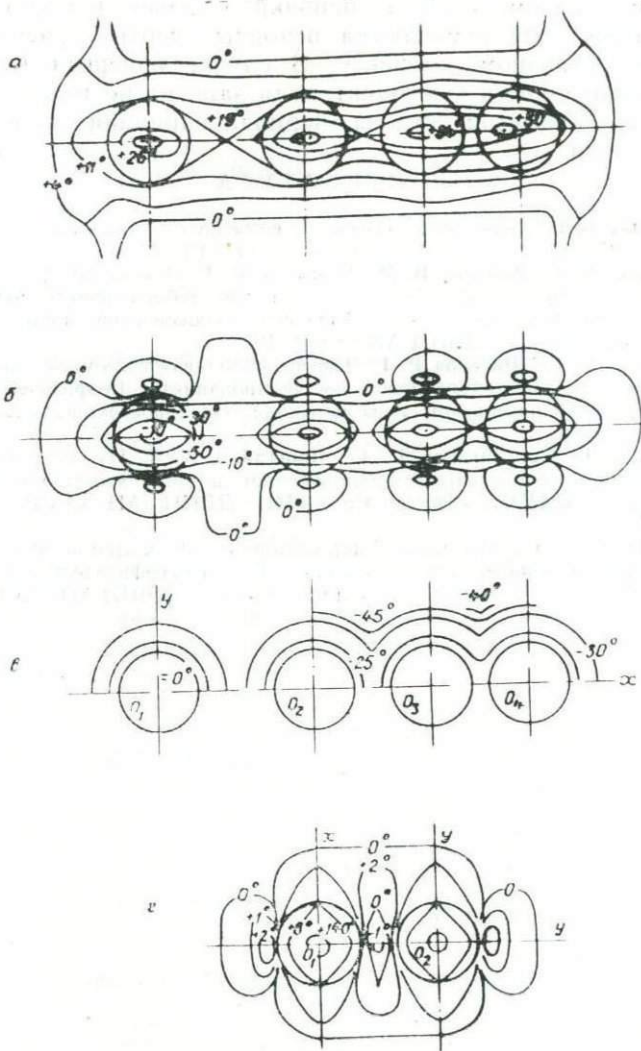


Рис. 5. Фазовые характеристики компонент магнитного поля в районе цепочки островов: а, б — изолинии  $\Delta\varphi_y$  горизонтальной компоненты для периодов вариаций поля при Е-поляризации,  $T=15$  мин; в — изолинии  $\Delta\varphi_z$  при Е-поляризации,  $T=1$  ч; г — изолинии  $\Delta\varphi_y$  при Н-поляризации,  $T=1$  ч

поперечной поляризации) представлены на рис. 5, г. Изолинии равных фаз напоминают распределение интенсивности поля вдоль цепочки островов.

Интересно отметить, что напряженность поля  $H_x$  в соседних полчетвертях вокруг острова и в проливах находится в противофазах (Шигапов, 1978).

Таким образом, в случае цепочки островов для продольной поляризации поля отмечаются основные черты, присущие локальному островному эффекту. В случае поперечной поляризации интенсивность компонент поля зависит не только от глубины моря, диаметра острова, периода вариаций, но и от ширины пролива.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Мардерфельд Б. Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М., «Наука», 1977, 80 с.
- Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Шигапов Р. Г. Локальный островной эффект в геомагнитных вариациях (данные лабораторного моделирования).— Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1978.
- Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г. Эффект «пролива» в геомагнитных вариациях (данные лабораторного моделирования).— Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1978.
- Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г., Побегайло В. А. Изучение берегового эффекта в геомагнитных вариациях при помощи моделирующей установки СахКНИИ.— Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 55, 1977.
- Шигапов Р. Г. Структура магнитовариационного поля Земли над островом в море по данным моделирования.— Геолого-геофизические исследования Охотоморского региона. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1978.

*Б. Е. Мардерфельд, Р. Г. Шигапов*

## РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОСТРОВНОЙ ЭФФЕКТ В ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЯХ

(данные лабораторного физического моделирования)

В районе резкого изменения морских глубин перепад в распределении поверхностной геоэлектрической электропроводности создает условия для существенного перераспределения морских теллурических токов. В результате этого региональная аномалия в вертикальной и горизонтальной составляющих электромагнитного поля, создаваемая избыточными токами, затухевывает локальный островной эффект (Мардерфельд и др., 1978) в геомагнитных вариациях. Это явление, характерное для островных дуг и заключающееся в преобладании регионального эффекта, вызванного океанической ступенью, над локальным, названо региональным островным эффектом (Ваньян и др., 1967).

Основные закономерности, свойственные ему, были выявлены при помощи лабораторного физического моделирования на установке СахКНИИ. Для имитации моря и океана брали два листа латуни толщиной 0,45 и 2 мм. На контакте листы пропавались оловом. В середине модели вырезалось отверстие, имитирующее остров. При линейном масштабе моделирования  $K_L = 2,25 \times 10^6$  модель соответствовала перепаду морских глубин от 1,0 до 4,5 км (рис. 1). Моделирование производилось для островов с диаметром 47, 93, 187, 375 км. По соотношению удельной проводимости морской воды  $\left( \sigma_m = 4 \frac{\text{сим}}{\text{м}} \right)$  и латуни  $\left( \sigma = 1,25 \times 10^7 \frac{\text{сим}}{\text{м}} \right)$  для выбранного линейного масштаба моделирования рабочий диапазон частот составлял 23 ÷ 1110 Гц, что соответствовало естественным вариациям электромагнитного поля с периодами от 24 ч до 30 мин. Моделирование проводилось для двухслойной модели. Влияние проводящей мантии на распределение вариации поля при моделировании не учитывалось.

Характер распределения вариаций вертикальной и горизонтальной составляющих магнитного поля (рис. 2) проявляет сходство с аналогичными распределениями, полученными при изучении локального островного эффекта (Мардерфельд и др.,

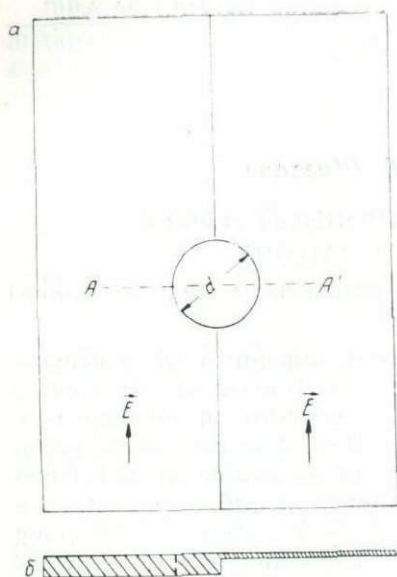


Рис. 1. Схема модели регионального островного эффекта (а) и ее сечение (б). А—А'—профиль, по которому выполнены наблюдения

1978). Однако интенсивность регионального островного эффекта на глубоководной стороне острова значительно выше, чем на мелководной части. Это может быть объяснено преимущественной ролью избыточных токов глубоководной части моря при формировании аномального поля геомагнитных вариаций, зарегистрированных на острове.

Распределение интенсивности вариаций вертикальной и горизонтальной компонент, зарегистрированное вдоль профиля АА' (рис. 1), в значительной степени зависит от размера острова. Для небольших островов ( $D < 47$  км) региональный эффект, связанный с резким перепадом морских глубин, а следовательно, и поверхностных проводимостей, полностью затушевывает локальный. Для островов с диаметром больше 95 км островной эффект начинает проявляться на фоне регионального. Для больших островов с диаметром 187 и 375 км эффект острова в 2—3 раза превосходит эффект ступени, поэтому последний в распределениях интенсивности вариаций поля мало заметен. Асимметрия в величине экспериментальных значений интенсивности поля вызывается различной интенсивностью токов в глубоководной и мелководной частях моря.

Важная особенность в распределении вариаций вертикальной составляющей поля для больших островов ( $D > 93$  км) — наличие двух экстремумов разной интенсивности на противоположных берегах острова и изменение фазового угла на  $180^\circ$ . В распределении интенсивности горизонтальной компоненты обращает на себя внимание значительное ее понижение

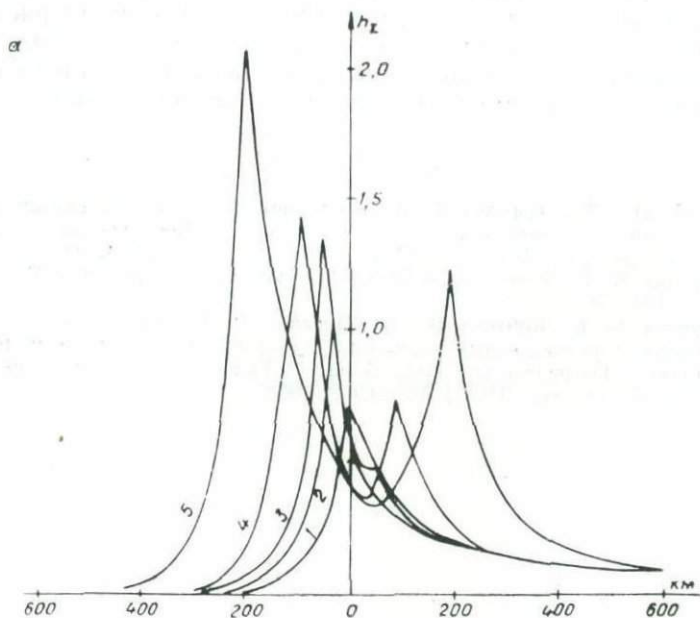
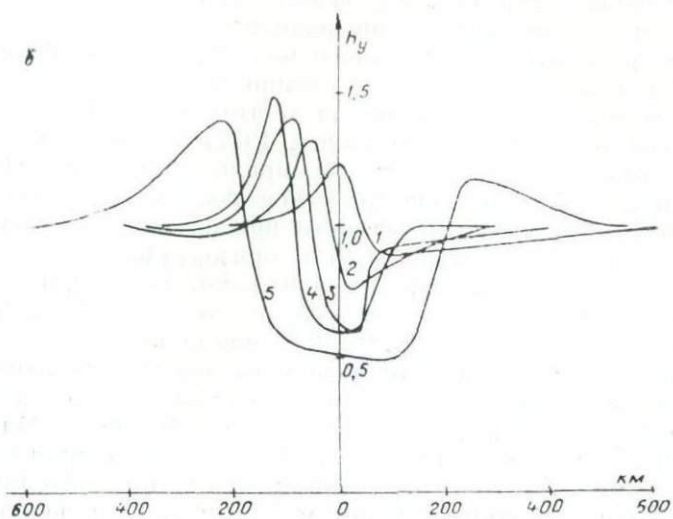


Рис. 2. Распределение  $|h_z| = \frac{|H_z|}{2H_{0y}}$  (а) и  $h_y = \frac{H_y}{2H_{0y}}$  (б) вдоль профиля  $\Lambda-\Lambda'$  (рис. 1) для вариаций с периодом  $T=1$  ч. Диаметр острова  $D$  составляет: 1—0 км, 2—47, 3—93, 4—187, 5—375 км

в центральной части острова, некий «провал» поля. Его величина тем больше, чем больше размеры острова.

Большая величина аномального поля  $h_z$  и  $h_y$  вызвана особенностью моделирования: исследования проводились на двухслойной модели, т. е. проводящая мантия отсутствовала. Как показывают расчеты (Мардерфельд, 1977), введение проводящей мантии на глубине 100 км для вариаций с периодом 1—2 ч почти вдвое уменьшает электрическое поле в море. Поэтому интенсивность аномального эффекта при введении проводящей мантии в вариациях вертикальной и горизонтальной составляющих геомагнитного поля при региональном островном эффекте также уменьшается в 2 раза и будет составлять для  $h_z$  величину от 0,5 до 1, для  $h_y$  — 10÷25% нормального поля.

Сравнивая данные моделирования со значениями вариаций вертикальной составляющей магнитного поля, зарегистрированными на Южных Курильских островах и в Японии (Мардерфельд, 1977), можно прийти к выводу, что наблюдаемая в этом районе аномальная структура переменного тока обусловлена региональным островным эффектом при мощности непроводящего слоя верхней мантии около 100 км. Для подтверждения этого вывода необходимо детально исследовать пространственную структуру поля вариаций горизонтальных составляющих, что в настоящее время выполнено недостаточно полно.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В. Региональный и локальный островной эффект в геомагнитных вариациях на островных дугах Дальнего Востока. ДАН СССР, 1967, 176, № 4, 18, с.
- Мардерфельд Б. Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях М., «Наука», 1977, 80 с.
- Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Шигапов Р. Г. Локальный островной эффект в геомагнитных вариациях (данные лабораторного моделирования).— Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1978.



коэффициент вариации  $V = \frac{\sigma}{\mu}$   $\sigma$  — стандартное отклонение,  $\mu$  — среднее значение

коэффициент корреляции  $r = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y}$   $\sigma_{xy}$  — ковариация,  $\sigma_x$  — стандартное отклонение по оси X,  $\sigma_y$  — стандартное отклонение по оси Y

коэффициент регрессии  $b = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x^2}$   $\sigma_{xy}$  — ковариация,  $\sigma_x^2$  — дисперсия по оси X

коэффициент детерминации  $R^2 = r^2$   $r$  — коэффициент корреляции

коэффициент дисперсии  $D = \frac{\sigma^2}{\mu^2}$   $\sigma^2$  — дисперсия,  $\mu^2$  — квадрат среднего значения

*В. Н. Верховский*

## РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОВАРИАЦИОННОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ НА ЮГЕ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА

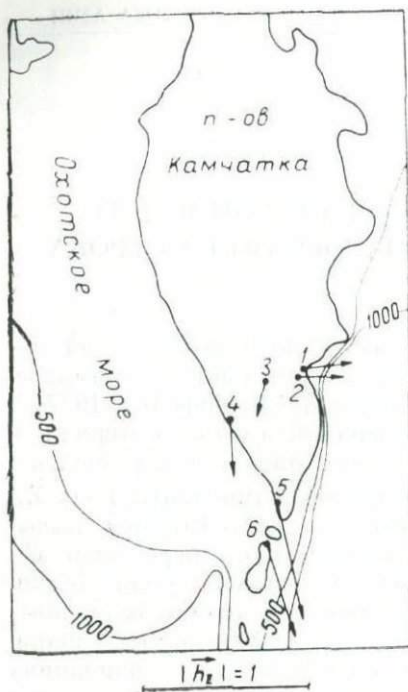
Структура переменного магнитного поля Земли советского Дальнего Востока детально исследована в Приморье, на о-ве Сахалин и Курильских островах (Мардерфельд, 1977)<sup>1</sup>. На основании многочисленных экспериментальных материалов, данных моделирования и теоретических расчетов установлено, что аномалия в вариациях вертикальной компоненты поля  $\dot{Z}_a$ , наблюдаемая в большинстве пунктов Дальнего Востока, вызывается морскими индукционными токами, т. е. «береговым эффектом» в геомагнитных вариациях магнитного поля Земли. Этот вывод подтверждается идентичным поведением геомагнитных вариаций и в других береговых районах земного шара. Исключение составляет аномалия в геомагнитных вариациях на Средних Курильских островах. Здесь аномалия обусловлена не только поверхностным эффектом, но и глубинными источниками. Основным результатом проведенных работ является выделение слоя высокой проводимости на глубинах 120—150 км.

Находящийся на востоке региона п-ов Камчатка охвачен электромагнитными исследованиями явно недостаточно, в связи с чем осенью 1977 г. в рамках всесоюзной программы «ЭЗОП» (электромагнитное зондирование области перехода) СахКНИИ проведены магнитовариационные наблюдения в трех пунктах южной части полуострова.

Обработке были подвергнуты бухтообразные возмущения магнитного поля Земли с периодом  $T=1$  ч. В таблице приведены значения  $|\vec{K}|$  и  $\Theta$ , рассчитанные по известной формуле  $\vec{K} = \dot{Z}/N_0$ . По этим данным для юга Камчатки построено распределение индукционных векторов  $|\vec{h}_z|$  (рис. 1).

Как видно из рис. 1, ориентация векторов индукции на восточном и западном побережье значительно отличается. Вектор  $\vec{K}$  на восточных пунктах ориентирован почти перпендикулярно к береговой черте, в сторону глубоководного Курило-Камчатского желоба. Как установлено (Мардерфельд, 1977), разме-

<sup>1</sup> Мардерфельд Б. Е. «Береговой эффект» в геомагнитных вариациях. М., «Наука», 1977, 80 с.



Экспериментальные значения модуля  $|\vec{K}|$  и угла подобия  $\theta$  для юга полуострова Камчатка

Пункт наблюдения	$ \vec{K} $	$\theta$ , град.
Петропавловск-Камчатский	0,34	354
Паратунка	0,28	350
Сокочи	0,19	242
Усть-Большерецк	0,34	258
Паужетка	0,7	270
Северо-Курильск	0,6	270

Рис. 1. Карта индукционных векторов  $|\vec{h}_z|$  на юге п-ова Камчатка, 1—6—пункты наблюдений (1, 5, 6—по Мардерфельду, 1977)

ры области затухания берегового эффекта  $R$  со стороны суши равны примерно удвоенной мощности непроводящего слоя верхней мантии  $h_2$ , т. е.  $R(y) |\vec{h}_z| \rightarrow 0 \approx 2h_2$ . Распределение  $|\vec{h}_z|$  вдоль профиля Петропавловск-Камчатский — Паратунка — Сокочи (рис. 2) позволяет определить характерные размеры области затухания, которые оказываются равными примерно 300 км, что дает нам глубину до проводящего слоя в верхней мантии около 150 км.

Сделанный вывод подтверждается характером экспериментального распределения модулей векторов  $\vec{K}$  вдоль профиля в сравнении с теоретическим (Мардерфельд, 1977), что видно из рис. 2, где  $h_2$  — мощность непроводящего слоя и  $h_1$  — глубина моря. Мощность непроводящего слоя по модулю  $\vec{K}$  определяется в пределах 120—130 км.

На западе векторы индукции ориентированы почти вдоль береговой черты. Это позволяет предположить, что их направление сложным образом зависит от морских индукционных токов, обтекающих юго-западную часть полуострова.

Таким образом, по результатам магнитовариационного профилирования на юге п-ова Камчатка выделяется проводящий слой в верхней мантии на глубине 120—150 км, что соответ-

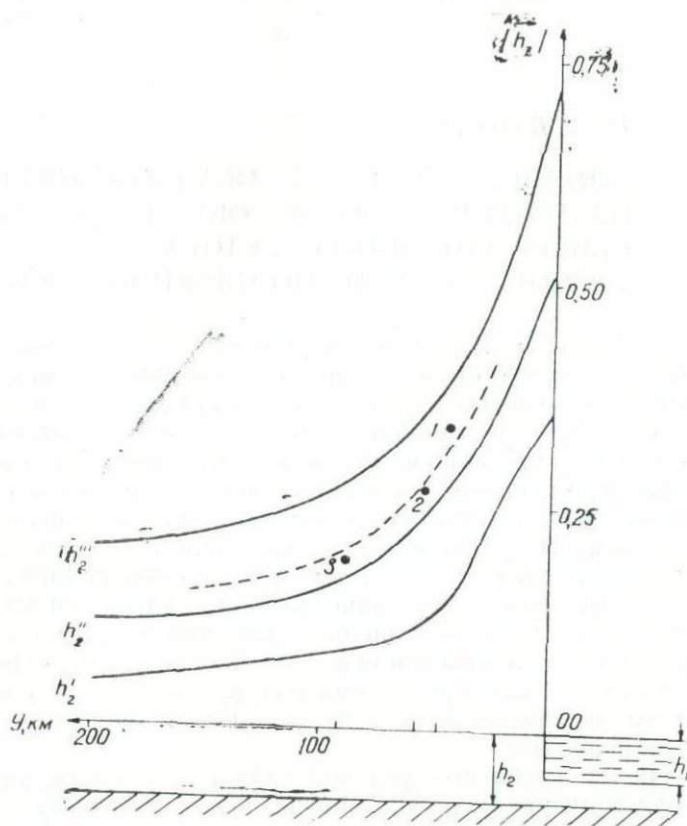


Рис. 2. Распределение  $[K]$  на профиле Петропавловск-Камчатский — Паратунка — Сокочи. Сплошной линией показано теоретическое распределение (Мардерфельд, 1977), прерывистой — экспериментальные данные, где  $h_2 = 50$  км,  $h_1 = 1$  км; точками — экспериментальные данные в пунктах наблюдений. Номера пунктов соответствуют таблице

стует мощности непроводящей литосферы зоны перехода в Азиатского континента к Тихому океану в целом.

*Н. А. Волкова*

## ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ОКРАИННЫХ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Главная задача геотермических исследований — получение информации об энергетическом состоянии земных недр посредством измерения теплового потока. Однако, измеренный в верхних горизонтах земной коры, он не всегда может быть отождествлен с глубинным, так как такие процессы, как вертикальные перемещения земной поверхности, эрозия и осадконакопление, могут приводить к искажениям теплового поля. При этом краевые условия, а следовательно, и решение уравнения теплопроводности для задач о влиянии вертикальных движений и эрозий отличны от таковых для осадконакопления.

В процессе осадконакопления начальное распределение температур в накапливаемом слое неопределенно. По-видимому, принимая начальную температуру постоянной или, для упрощения задачи, равной нулю, мы рассматриваем условия, близкие к реальным.

В качестве граничных условий задается функция, характеризующая температурные условия на перемещающейся верхней границе, и постоянство теплового потока, подводимого к нижней.

Оценка эффекта осадконакопления в различных районах земного шара выполнялась рядом исследователей (Jaeger, 1965; Birch, 1968; Сергиенко, 1977; Череменинский, 1972; и др.). Кроме того, в ряде работ тепловой эффект осадконакопления рассматривается в комплексе с другими процессами, определяющими формирование рельефа (Birch, 1950; Grossling, 1959; и др.).

В этой работе предпочтение отдано соотношению Г. А. Череменинского, так как оно представляет собой решение уравнения теплопроводности при граничных условиях, близко описывающих процесс осадконакопления.

Распределение температур в осадочном слое имеет вид

$$T = \frac{q_0}{\lambda} \cdot \frac{1}{u} \left[ \beta \sqrt{\tau} \operatorname{ierfc} \frac{z}{2\sqrt{k\tau}} + z \left( \operatorname{ierfc} \frac{\beta}{2\sqrt{k}} + \frac{\beta}{\sqrt{k}} \right) \right]$$

$$u = \operatorname{ierfc} \frac{\beta}{2\sqrt{k}} + \frac{\beta}{2\sqrt{k}} \left( 1 + \frac{\lambda_1}{\lambda} \sqrt{\frac{k}{k_1}} \right),$$

где  $q_0$  — глубинный тепловой поток, мкал/см<sup>2</sup> с;  
 $\lambda$  — теплопроводность осадков, кал/см·с °К;  
 $\lambda_1$  — теплопроводность вещества подстилающего слоя,  
 кал/см·с °К;  
 $\tau$  — время накопления осадков, с;  
 $z$  — рассматриваемая глубина, см;  
 $k$  — температуропроводность осадков, см<sup>2</sup>с<sup>-1</sup>;  
 $k_1$  — температуропроводность веществ подстилающего  
 слоя, см<sup>2</sup>с<sup>-1</sup>.

Функция перемещения поверхности осадков принималась в  
 виде

$$z = -\beta \sqrt{\tau}.$$

Искажение величины геотермического градиента в осадочном  
 слое, а следовательно, и теплового потока можно оценить из  
 соотношения

$$\frac{\partial T}{\partial z} = g = \frac{g_0}{\lambda} \frac{1}{\pi} \left( \operatorname{ierfc} \frac{\beta}{2\sqrt{k}} + \frac{\beta}{\sqrt{k}} - \frac{\beta}{2\sqrt{k}} \operatorname{erfc} \frac{z}{2\sqrt{k\tau}} \right).$$

Соотношение (1) было использовано для оценки искажения  
 теплового потока в осадочном слое в глубоководных частях  
 Берингова, Охотского и Японского морей (см. таблицу):

$$\frac{g_0}{g} = \frac{U}{\operatorname{ierfc} \frac{\beta}{2\sqrt{k}} + \frac{\beta}{\sqrt{k}} - \frac{\beta}{2\sqrt{k}} \operatorname{erfc} \frac{z}{2\sqrt{k\tau}}}$$

Именно к глубоководным частям приурочены наибольшие  
 мощности осадочной толщи. Следовательно, здесь должен на-  
 блюдаться максимальный эффект.

В Беринговом море скорости осадконакопления оценивались  
 по результатам глубоководного бурения и сейсмических иссле-  
 дований (Initial..., 1973; Shor, Fornari, 1976).

Скважиной № 191, расположенной в восточной части Коман-  
 дорской котловины, вскрыто 900 м осадков, залегающих на  
 фундаменте, сложенном древними толитами. Верхние 520 м  
 датируются плейстоценом — плиоценом, нижние 380 м — верх-  
 ним миоценом.

Скважина № 190 расположена в юго-западной части Алеут-  
 ской котловины. При бурении вскрыто лишь 627 м осадков и  
 осадочных пород — от голоцена до верхнего миоцена. Верхние  
 200 м составляют плейстоценовые, затем 220 м — плиоценовые  
 осадки, а нижние 207 м предполагаются сложными верхне-  
 миоценовыми отложениями.

В бассейне Бауэrsa, по сейсмическим данным, выделен оса-  
 дочный слой мощностью 3—3,5 км, возраст которого предпола-  
 гается от мелового — позднеэоценового до плейстоценового.

Кроме того, существует предположение, что вся толща осадков в Беринговоморской впадине могла накопиться в течение 10—15 млн. лет при скорости осадконакопления 0,02 см/год (Строение земной коры..., 1976).

В Охотском море значительные мощности осадочного слоя отмечены во впадинах ТИНРО, Дерюгина и Курильской котловине (Строение земной коры..., 1976).

Впадина ТИНРО выполнена осадочным комплексом, мощность которого 3000 м. По данным НСП, мощность рыхлых отложений плиоцен-четвертичного возраста составляет около 1500 м, а нижние 1500 м консолидировались настолько, что являются акустическим фундаментом.

Осадочный слой во впадине Дерюгина разделяется на верхнюю плиоцен-четвертичную толщу мощностью 1500 м и нижнюю, вероятно, миоценовую мощностью 1000 м.

Мощность рыхлых и полуконсолидированных осадков на большей части Курильской котловины составляет 2—3 км, участками она возрастает до 3,5—4 км (Строение земной коры..., 1976). Относительно времени возникновения котловины не существует единого мнения. Часть исследователей полагают, что верхняя слоистая толща мощностью около 800—1200 м накопилась за период с начала миоцена, т. е. в течение 26 млн. лет. Сторонники молодости глубоководных впадин окраинных морей датируют возникновение впадины серединой или концом неогена (10—20 млн. лет).

Для оценки скорости осадконакопления в глубоководных участках Японского моря были использованы материалы глубоководного бурения (Строение земной коры..., 1976).

В Центральной котловине пробурено три скважины. Скважиной № 301 вскрыто 486 м осадков плейстоцен-позднемиоценового возраста, а скважиной № 302—502 м плейстоцен-миоценовых (15—25 млн. лет) отложений. По данным драгирования и сейсмопрофилирования, мощность плейстоцен-миоценовых отложений местами может достигать 4000 м.

В котловине Хонсю пробурена скважина № 299, вскрывшая 532 м позднеплейстоценовых — позднемиоценовых отложений.

Следует отметить, что при расчете выбирались такие параметры, которые дают максимально возможные значения скоростей (см. таблицу).

Из таблицы видно, что результаты расчета четко подразделяются на две группы. Для первой группы, в которой за основу взяты данные по глубоководному бурению, получены низкие скорости осадконакопления и, как следствие, незначительные поправки к величине теплового потока.

Для второй группы, в которой за основу взяты результаты сейсмических исследований и предполагаемый возраст осадочной толщи, получены более высокие поправки к величине теплового потока.

Скорость осадконакопления и искажение величины теплового потока в глубоководных впадинах Берингова, Охотского и Японского морей

Глубоководная котловина	По данным глубоководного бурения			По другим данным		
	скорость осадконакопления, см/год	продолжительность осадконакопления, лет	искажение теплового потока, $Q_0/q$	скорость осадконакопления, см/год	продолжительность осадконакопления, лет	искажение теплового потока, $Q_0/q$
Командорская	0,006	15 $10^6$	1,07	—	—	—
Алеутская	0,004	15 $10^6$	1,05	—	—	—
Бауэрса	—	—	—	0,005	66 $10^6$	1,13
Вся Берингово-морская впадина	—	—	—	0,02	15 $10^6$	1,27
ТИПРО	—	—	—	0,02	9 $10^6$	1,17
Дерюгина	—	—	—	0,02	9 $10^6$	1,17
Курильская	—	—	—	0,05 $10^{-2}$	26 $10^6$	1,00
Курильская	—	—	—	0,02	(10—15) $10^6$	1,27
Центральная	0,0033	15 $10^6$	1,03	0,016	25 $10^6$	1,27
Хонсю (Ямато)	0,0055	15 $10^6$	1,03	—	—	—

Так как указанная вторая группа данных имеет менее надежную экспериментальную базу, то представляется оправданным для выводов о возможном влиянии процесса осадконакопления на поле теплового потока в основном ориентироваться на результаты расчета по материалам глубоководного бурения. Таким образом, принимаем, что в целом в глубоководных впадинах окраинных дальневосточных морей скорость осадконакопления не превышает 0,01 см/год, не исключая при этом возможности более высоких значений на отдельных участках, где вследствие этого искажение величины теплового потока может достигать 30%. Однако для большей части акваторий глубоководных впадин поправка к величине теплового потока, по видимому, не превышает 10%, т. е. процесс осадконакопления скорее всего не может привести к существенному перераспределению тепловой энергии в верхних горизонтах земной коры вышеуказанных впадин. Но даже максимальные величины искажений, представляющиеся маловероятными для значительных площадей, не могут объяснить существенные различия в значениях теплового потока в глубоководных впадинах окраинных морей; так, тепловой поток в Алеутской котловине в 2—3 раза ниже, чем в Командорской.

ЛИТЕРАТУРА

Сергиенко С. И. Влияние теплового поля на нефтегазоносность мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 1, с. 104—114.

Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976, 366 с.

Черемный Г. А. Геотермия. Л., «Недра», 1972, 272 с.

Birch F. Flow of heat in the Front Range, Colorado.—*Geol. Soc. Bull.*, 1950, v. 61, p. 567—630.

Birch F. Heat-flow and thermal history in New England and New York.—*Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime*, 1968, p. 437—451.

Grossling B. F. Temperatures variations due to the formation of a geosyncline.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, v. 70, № 10, p. 1253—1282.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1973, v. XIX, 912 p.

Jaeger J. C. Application of the Theory of Heat Conduction to Geothermal Measurements.—*Terrestrial Heat Flow, Geoph. Mon. Ser.*, 1965, № 8, p. 7—23.

Shor G. G., Fornari D. J. Seismic refraction measurements in the Kamchatka Basin, Western Bering Sea.—*«Geoph. Res.»*, 1976, v. 81, № 29, p. 5260—5266.

*В. В. Соинов, О. В. Веселов*

## АНОМАЛИЯ ВЫСОКОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ВБЛИЗИ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ САХАЛИНА

В 1972 г. сотрудниками СахКНИИ были начаты работы по изучению пространственного положения аномалии высокого теплового потока, расположенной вдоль восточного побережья о-ва Сахалин и обнаруженной ранее японскими исследователями (Yasui *с. а.*, 1967, 1968). В данной статье излагаются материалы дополнительных исследований в этом районе, проведенных в ноябре 1974 г. на борту НИС «Валериан Урываев», принадлежащего Сахалинскому управлению гидрометеослужбы.

Методика работ. Измерения геотемпературного градиента выполнялись по стандартной методике с применением погружного термоградиентографа типа ПТГ-3, зонд-грунтоотборник которого был удлинен до 3 м, при этом расстояние между датчиками температур составляло 1—2 м. Общая масса прибора за счет дополнительных навесок была увеличена до 170 кг, что обеспечило полное вхождение зонда вместе с верхним датчиком в донные осадки. Все измерения геотемпературного градиента сопровождалось измерениями температуры придонного слоя воды. Последнее позволило более точно определить величину температурного коэффициента сопротивления датчиков. Относительная погрешность измерения градиента не превышала 6%.

Настройка приборов проводилась на гидрологических полигонах в районе восточного побережья о-ва Хоккайдо. Максимальная глубина погружения прибора 5000 м. При этом не наблюдалось заметного снижения гидроизоляции наружных электрических соединений. В ходе испытаний получены 5 значений теплового потока.

Определение теплопроводности. Коэффициент теплопроводности образцов донных осадков определялся с помощью цилиндрического зонда постоянной мощности (Любимова, 1968). Зонд представлял собой стальную трубку диаметром 2,5 мм и длиной 205 мм, внутри которой помещались нагреватель мощностью 1 Вт и терморезистор типа ММТ-6, градуированный с погрешностью  $\pm 0,01^\circ\text{C}$ . Терморезистор подключался к мосту сопротивления МО-61, в качестве гальванометра

которого использовался самопишущий прибор НЗ91 с максимальной чувствительностью по току  $5 \cdot 10^{-9}$  А/дел. Изменение температуры зонда после включения нагревателя на графике с логарифмической шкалой времени представляет собой прямую, угол наклона которой определяет коэффициент теплопроводности

$$\lambda = \frac{Q \cdot \ln(t_2/t_1)}{4\pi(T_2 - T_1)}, \quad (1)$$

где  $Q$  — мощность нагревателя на единицу длины;  
 $t_2, t_1$  — время, соответствующее температурам  $T_2$  и  $T_1$ .

С одной стороны, основная ошибка при определении « $\lambda$ » связана с определением перепада температур  $(T_2 - T_1)$ , которое зависит от погрешности градуировки во времени. С другой стороны, используя функциональную зависимость между сопротивлением и температурой для терморезистора, можно избежать регистрации температуры с высокой точностью. При указанной выше мощности нагревателя максимальная величина перепада  $(T_2 - T_1)$  не превышает  $2^\circ\text{C}$  и в этом интервале для терморезистора выполняется линейное соотношение между температурой и сопротивлением, т. е.  $(T_2 - T_1) = (R_2 - R_1)/\beta(T)$ . Подставляя это выражение в соотношение (1), получим:

$$\lambda = \frac{Q \cdot \ln(t_2/t_1)}{4\pi(R_2 - R_1)} \beta(T), \quad (2)$$

где  $\beta(T)$  — температурный коэффициент терморезистора, соответствующий  $R = (R_2 + R_1)/2$ ;

$R_2$  и  $R_1$  — величины сопротивлений в момент времени  $t_2$  и  $t_1$ .

Расхождение выполненных определений « $\lambda$ » для образца нафталина по соотношениям (1) и (2) одним и тем же зондом не превышает 3% при теплопроводности нафталина равной  $0,5$  Вт/м·град. Однако при соотношении (2) измерение температур для нахождения  $\beta(T)$  по градуировочной характеристике терморезистора достаточно проводить с погрешностью  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ , тогда как при соотношении (1) — с погрешностью  $\pm 0,01^\circ\text{C}$ . Тем самым требования к градуировке зонда при использовании соотношения (2) значительно снижаются, а суммарная относительная ошибка определения « $\lambda$ » не превышает 5%. Аналогичные выводы приведены в работе В. М. Кобзаря (1977), но аналитическая формула для определения « $\lambda$ », полученная им, значительно сложнее.

Используя образец нафталина в качестве эталона, коэффициент теплопроводности донных осадков определялся по соотношению

$$\lambda_{\text{обр}} = \lambda_{\text{эт}} \cdot (R_2 - R_1)_{\text{обр}} / (R_2 - R_1)_{\text{эт}},$$

что справедливо при постоянной мощности нагревателя и совпадении интервалов времени для разностей  $(R_2 - R_1)_{\text{эт}}$  и

$(R_2 - R_1)_{обр}$  с момента включения нагревателя для различных предварительно термостатированных образцов.

В величину теплопроводности осадков, определяемых при комнатной температуре, необходимо внести поправки на давление и температуру для получения теплопроводности их при температуре и давлении в придонных условиях.

Поправка между лабораторной и придонной температурами делается из расчета изменения на 1% измеренного коэффициента теплопроводности на каждые  $3,5^\circ$  между аппроксимированной температурой дна ( $2^\circ\text{C}$ ) и температурой колонки во время измерения. Поправка на разницу давлений между морским дном и поверхностью вводится с помощью увеличения коэффициента теплопроводности на 0,5% при комнатной температуре для каждой 1000 м глубины моря.

Полученные с помощью зонда данные по теплопроводности донных осадков были сопоставлены с данными теплопроводности, определенными по методу Ратклиффа (Любимова, 1968). Близость полученных результатов (погрешность не превышала 10%) доказывает достоверность оценки теплопроводности по влажности и для морских осадков Охотоморского региона при невозможности использования игольчатого зонда.

Результаты определения величины теплового потока, а также измерений геотемпературного градиента и теплопроводности донных осадков для каждой из станций, включая определения вблизи о-ва Хоккайдо, даны в таблице. Общая картина расположения пунктов определения теплового потока с учетом всех имеющихся в этом районе данных (Yasui *et al.*, 1967, 1968; Веселов, Туезов, 1972; Савостин, Власенко, 1974; Соинов, Веселов, 1975) показана на рисунке.

Обсуждение результатов. На акватории вблизи восточной окраины о-ва Сахалин выполнено свыше 40 определений величины теплового потока. Их распределение характеризуется большим разбросом — от 25 до  $188 \text{ мВт/м}^2$ , но значения высокого теплового потока в целом приурочены к линейно вытянутой в субмеридиональном направлении зоне длиной до 400 км и шириной не более 150 км. При этом здесь можно выделить три локальных участка высоких значений с максимальными величинами теплового потока 173, 188 и  $99 \text{ мВт/м}^2$  на широтах соответственно  $49^\circ$ ,  $50^\circ$  и  $51^\circ$ . По своему положению линейная зона аномального теплового потока совпадает с глубинным, длительно развивающимся скрытым разломом (Ковальчук, Гальцев-Безюк, 1964; Геология СССР, 1970).

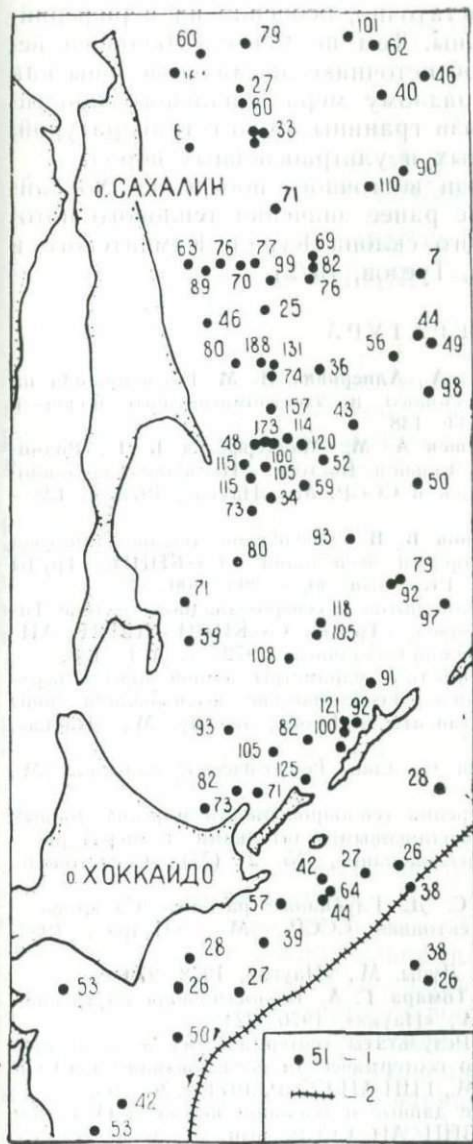
Поэтому естественно предположить, что тепловая аномалия обусловлена интрузивной деятельностью, связанной с поднятием расплавленного вещества магмы к поверхности земной коры. Для подтверждения этого предположения был проведен расчет глубины залегания изотермы  $1200^\circ$  по палеткам Е. А. Любимовой и ее коллег (Любимова и др., 1976). В расчете ис-

Значения теплового потока, коэффициента теплопроводности и градиента на дне акватории вблизи островов Сахалин и Хоккайдо

№ станции	Дата измерения	Координаты		Глубина, м	Геотермический градиент, $10^{-1}$ град/м	Коэффициент теплопроводности, $10^{-3}$ Вт/м град	Тепловой поток, $10^{-3}$ Вт/м <sup>2</sup>
		с. ш.	в. д.				
Тихий океан (вблизи о-ва Хоккайдо)							
V-1	29.VIII 1974	43° 28'	147° 50'	2400	0,33	84	28
V-2	31.VIII 1974	42° 54'	145° 58'	1200	0,65	88	57
V-3	4.IX 1974	42° 28'	145° 08'	1000	0,458	80	39
V-4	5.IX 1974	41° 18'	144° 00'	2400	0,61	82	50
V-5	9.IX 1974	39° 08'	143° 20'	2250	0,56	78	44
Охотское море (вблизи о-ва Сахалин)							
V-6	27.X 1974	48° 38'	145° 39'	900	1,65	70	115
V-7	28.X 1974	48° 38'	146° 00'	960	1,23	85	105
V-8	28.X 1974	48° 38'	147° 12'	1150	0,65	80	52
V-9	30.X 1974	51° 18'	144° 30'	220	0,69	91*	63
V-10	31.X 1974	51° 18'	145° 15'	790	0,83	91	76
V-11	31.X 1974	51° 18'	145° 39'	880	0,77	91*	70
V-12	31.X 1974	51° 18'	146° 03'	1350	0,91	85	77
V-13	31.X 1974	52° 50'	146° 06'	1580	0,755	85	64
V-14	1.XI 1974	52° 50'	145° 33'	1400	0,746	82	61

\* Величина теплопроводности принята по станции V-10.

пользовались осредненные характеристики изменения теплового потока вкрест простирания аномальной зоны. Фоновое значение теплового потока принято равным  $45 \text{ мВт/м}^2$ , что соответствует наблюдаемому потоку на о-ве Сахалин, а значение теплопроводности на глубинах 50—100 км —  $29 \text{ мВт/м град}$ . Согласно расчетам, глубина залегания изотермы  $1200^\circ$  для областей с тепловым потоком 173, 188, 99  $\text{мВт/м}^2$  соответственно составляет 27, 20, 40 км. На расстоянии около 75 км от максимальных значений теплового потока по направлению к Сахалину изотерма погружается до 80—90 км. Сопоставление этих глубин с картой мощности земной коры (Вольвовский, 1977) вблизи аномальной зоны показывает, что интрузивные тела находятся у подошвы границы Мохо, а их залегание согласуется с характером изменения мощности земной коры в меридиональном направлении. Результаты, полученные при интерпретации аномалий с помощью палеоток, хорошо согласуются с результатами вычисления глубины залегания изотермы  $1200^\circ$ , определенными путем решения уравнения теплопроводности для моделей, учитывающих имеющийся комплекс геофизических данных по указанному району. В частности, согласно этим вычислениям, изотерма  $1200^\circ$  в



Распределение теплового потока в районе о-вов Сахалин и Хоккайдо: 1 — значение теплового потока  $\times 10^{-3}$  Вт/м<sup>2</sup>; 2 — Курило-Камчатский глубоководный желоб

пункте с потоком 188 мВт/м<sup>2</sup> находится на глубине  $16 \pm 4$  км, а под о-вом Сахалин — на глубине примерно 120 км. Для северной и южной частей Сахалина, по данным МТЗ и магнитовариационного зондирования (Бердичевский и др., 1975; Ваньян и др., 1975), глубина залегания проводящего слоя мантии оценивается в 100—120 км. Следует отметить, что результаты интерпретации ориентировочны, поскольку пунктов изме-

рения теплового потока недостаточно, особенно на периферийных участках аномальной зоны. Тем не менее с большей вероятностью можно говорить об источнике аномальной зоны как интрузии, внедрившейся по разлому меридионального простиранья и расположенной вблизи границы Мохо с температурой, близкой к плавлению основных и ультраосновных пород.

Данные, полученные вблизи восточного побережья Хоккайдо, подтверждают отмеченные ранее значения теплового потока, характерные для западного склона Курило-Камчатского и Японского желобов (Веселов, Туезов, 1972).

## ЛИТЕРАТУРА

- Бердичевский М. Н., Чернявский Г. А., Алперович И. М. Исследования на Сахалине.— Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1975, с. 133—138.
- Ваньян Л. Л., Борец В. В., Ляпшев А. М., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В. Исследования на Дальнем Востоке.— Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1975, с. 128—131.
- Веселов О. В., Еремин Г. Д., Соинов В. В. Определение теплового потока во время II комплексной морской экспедиции СахКНИИ.— Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975, вып. 30, с. 298—300.
- Веселов О. В., Туезов И. К. Тепловой поток в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса.— Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, геофиз. сб. № 3. Южно-Сахалинск, 1972, с. 171—180.
- Вольвовский Б. С. Структура и скоростные параметры земной коры и верхней мантии Дальнего Востока.— Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1977, с. 35—39.
- Геология СССР, т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М., «Недра», 1970, 431 с.
- Кобзарь В. М. Лабораторные измерения теплопроводности морских донных осадков зондами с полупроводниковыми датчиками температуры.— Морские гидрофизические исследования, № 2 (77). Севастополь, 1977, с. 190—194.
- Ковальчук В. С., Гальцев-Безюк С. Д. Глубинные разломы Сахалина.— Мат-лы по региональной тектонике СССР. М., «Недра», 1964, с. 62—73.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968, 279 с.
- Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М., «Наука», 1976, 224 с.
- Савостин Л. А., Власенко В. И. Результаты геотермических исследований в Охотском море.— Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР за 1971—1972 гг., вып. 1—2. М., ГИН АН СССР, 1974, с. 91—95.
- Соинов В. В., Веселов О. В. Новые данные о тепловом потоке в Охотском море.— Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 37, геофизич. сб. № 5. Южно-Сахалинск, 1975, с. 243—247.
- Yasui M., Kishii T. and Sudo K. Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea (I).— Oceanog. Mag., 1967, v. 19, № 1, p. 87—94.
- Yasui M., Nagasaka K., Kishii T., Halunen A. J. Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea (II).— Oceanog. Mag., 1968, v. 20, № 1, p. 73—86.

*В. Н. Верховский, М. Л. Красный, Б. Е. Мардерфельд,  
Я. Н. Протас, Б. Г. Сапожников*

### УЧЕТ «БЕРЕГОВОГО ЭФФЕКТА» ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ГИДРОМАГНИТНЫХ СЪЕМОК

Развитие методики и техники геофизических исследований в последние годы создало необходимые предпосылки для решения нового класса научных и разведочных задач, стоящих перед геологической службой.

Это, в частности, относится и к магнитометрии, роль которой многократно возрастает при изучении прибрежной зоны морей и океанов. На основании результатов гидромагнитной съемки появляется возможность выявить простирающие отдельные структуры, определить наличие зон разломов, вычислить глубину залегания магнитовозмущающих источников, зачастую приуроченных к поверхности фундамента.

В настоящее время в практику гидромагнитных работ внедряется аппаратура, точность которой составляет  $\pm 0,6$  гаммы. Спутниковые и радиогеодезические системы обеспечивают определение местоположения судна с точностью, исчисляемой несколькими метрами.

Все это позволяет решать вопросы, связанные непосредственно с поиском нефтеперспективных структур. При возможной реализации построения карт изолиний аномального магнитного поля с интервалом сечения  $1 \div 2$  гаммы появляется возможность картирования малоамплитудных дизъюнктивных и пликативных структур в осадочном чехле, создаваемых разностью магнитной восприимчивости осадочных отложений в  $10 \div 20 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС (Вольвовский и др., 1977; Углов, 1977).

В этих условиях максимальная погрешность съемки связана с неучетом поправок за вариации магнитного поля Земли (МПЗ), суточный ход которых в «спокойные» дни в средних широтах достигает  $20 \div 30$  гамм. Регистрация вариаций МПЗ в прибрежной зоне и в открытом море связана с большими аппаратными и методическими трудностями. В настоящее время проведены лишь первые эксперименты по регистрации вариаций МПЗ непосредственно на акваториях. Полученные данные показывают, что распределение вариаций МПЗ на акваториях носит сложный характер. Как показано в работах ряда авторов (Сох е. а., 1970; Шнеер, Фонарев, 1968; Гольмшток и др., 1975; Шнеер и др., 1976), амплитуда вариаций

поля в прибрежных районах моря превышает вариации МПЗ на суше на 20÷30% и зависит от периода вариаций и геоэлектрических особенностей строения дна акваторий. Существенное влияние на геомагнитные вариации оказывают граница раздела сред «суша — море» и резкие градиенты глубин на акваториях (Мардерфельд, 1977).

В СССР и за рубежом к настоящему времени выполнен большой объем работ по изучению структуры переменного магнитного поля Земли в береговой зоне морей и на островах. В результате исследований СахКНИИ выявлено аномальное поведение вариаций Z-компоненты МПЗ в береговой зоне о-ва Сахалин и на Курильских островах. Анализ бухтообразных возмущений с периодом около 1 ч показал, что горизонтальная компонента МПЗ плавно изменяет свою интенсивность с севе-

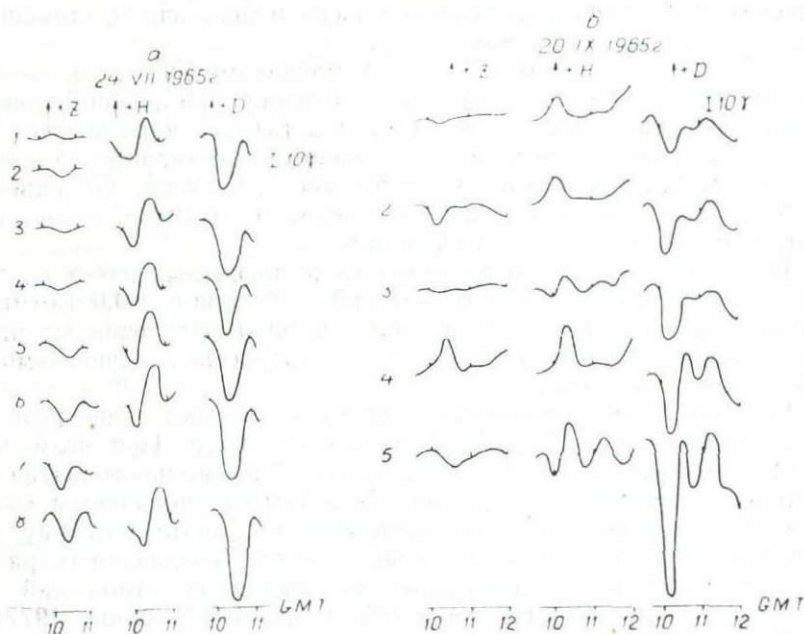


Рис. 1. Примеры геомагнитных возмущений, зарегистрированные на территории советского Дальнего Востока (Мардерфельд, 1977): а) 1 — Уссурийск (33), 2 — Южно-Курильск, 3 — Южно-Сахалинск (26), 4 — Хабаровск (31), 5 — Александровск (13), 6 — Николаевск (9), 7 — Рыбновск, 8 — Оха (10); б) 1 — Южно-Курильск (36), 2 — Курильск, 3 — Южно-Сахалинск (26), 4 — Северо-Курильск (7), 5 — Магадан (1). Цифры в скобках соответствуют нумерации пунктов на рис. 2

ра на юг, в сторону уменьшения амплитуды; вариации вертикальной компоненты незакономерно меняют свою интенсивность, а в ряде случаев и форму (рис. 1). На рис. 2 показана систе-

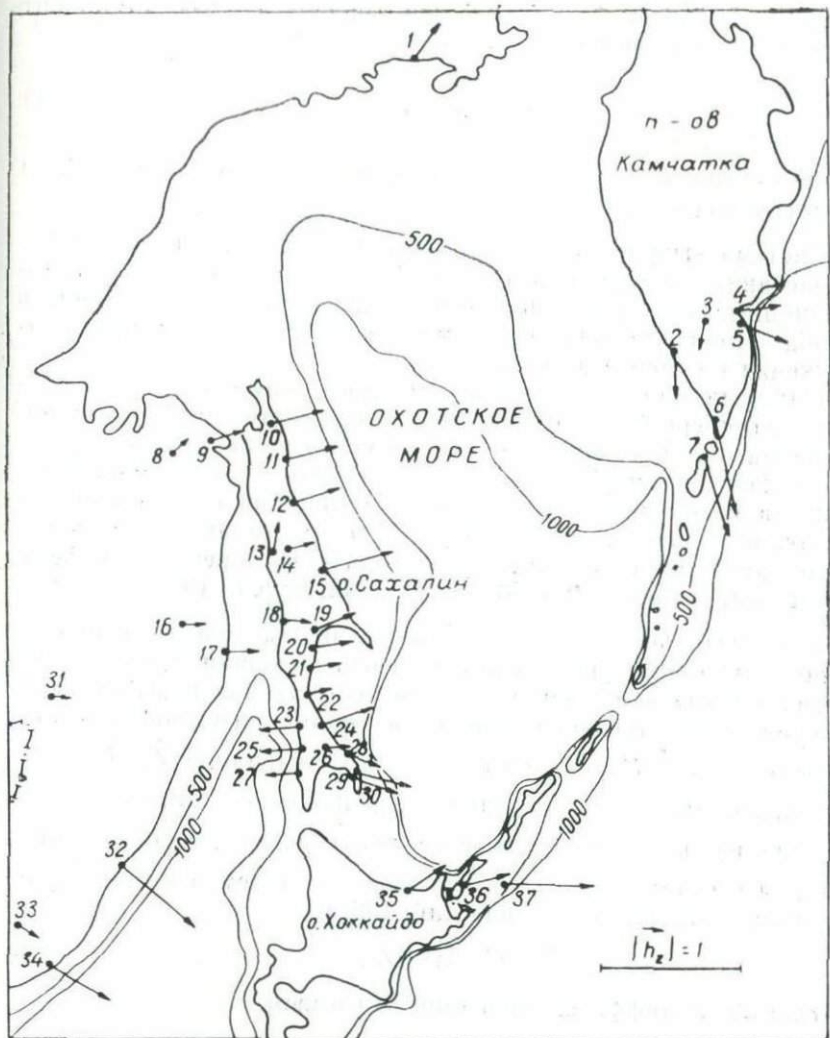


Рис. 2. Карта индукционных векторов  $\vec{h}_z$  на территории Дальнего Востока (Мардерфельд, 1977; Мардерфельд, Верховский, 1978; Ляпишев, Лаштунов, 1978; Верховский, наст. сб.), 1—37 — пункты наблюдений геомагнитного поля

ма индукционных векторов  $\vec{h}_z$  Визе-Паркинсона для ряда пунктов Дальнего Востока (Мардерфельд, 1977; Мардерфельд, Верховский, 1978; Ляпишев, Лаштунов, 1978; Верховский, наст. сб.). Вектор имеет направление, при котором наблюдается максимальное подобие между вариациями вертикальной ком-

полю, а его модуль равен отношению их амплитуд:

$$|\vec{K}| = \frac{\delta z}{\delta H_{\theta}}, \quad (1)$$

где  $\theta$  — угол между направлением максимального подобия и геомагнитной параллелью.

Система выбрана так, что вектор  $\vec{K}$  ориентирован в сторону возрастания электропроводности. В большинстве пунктов индукционные векторы направлены поперек береговой линии, в сторону моря или океана. Их модуль возрастает по мере приближения к береговой линии.

Наблюдаемая структура переменного магнитного поля обусловлена «береговым эффектом», т. е. действием морских индукционных токов. Ширина полосы моря, вызывающая береговой эффект, примерно равна  $3 \div 5$  длинам электромагнитной волны в толще морской воды и для вариаций с периодом 1 ч составляет примерно 300—500 км. Поэтому характерные размеры области моря, в которой наблюдается береговой эффект, составляют около 150—250 км (Мардерфельд, 1977).

Следовательно, выявленные аномалии  $|\dot{Z}_a|$  могут на определенных периодах существенно исказить вариации МПЗ в районе гидромагнитной съемки. Поэтому естественна попытка определения количественного вклада в вариацию интенсивности полного вектора  $\dot{T}$  МПЗ аномального поля вариаций  $\dot{Z}$ ,  $\dot{H}$ .

Определим вклад вариации вертикальной компоненты  $\dot{Z}$  в вариацию вектора  $\dot{T}$ . Как известно, горизонтальная и вертикальная составляющие поля связаны с модулем вектора  $\dot{T}$  следующим соотношением (Яновский, 1964):

$$T^2 = H^2 + Z^2, \quad (2)$$

отсюда после дифференцирования по  $t$  имеем:

$$\dot{T} = \frac{H}{T} \cdot \dot{H} + \frac{Z}{T} \cdot \dot{Z}, \quad (3)$$

где точки над элементами означают первую производную по времени, что соответствует вариациям МПЗ. В среднем по о-ву Сахалин, Приморью и Хабаровскому краю  $H \approx 0,5 T$ . Вариации вертикальной составляющей на суше много меньше горизонтальной составляющей поля  $\dot{Z} \ll \dot{H}$ , поэтому

$$\dot{T} \approx \frac{H}{T} \cdot \dot{H}, \quad (4)$$

или

$$\dot{T} \approx 0,5\dot{H}. \quad (5)$$

Это подтверждается достаточно однородным распределением  $\dot{H}$  на Дальнем Востоке (Ваньян, Харин, 1963; Ваньян, Мардерфельд, 1966; Ваньян и др., 1968). Из указанных соотношений можно определить вклад вариаций  $\dot{Z}$  в вариацию полного вектора  $\dot{T}$  в зависимости от ориентации береговой линии относительно меридиана.

1. Береговая линия направлена вдоль меридиана. В этом случае  $\dot{Z}$  подобно  $\dot{D}$ , следовательно,  $\dot{Z} = K\dot{D}$ , поэтому

$$\dot{T} = \frac{H}{T} \cdot \dot{H} + \frac{Z}{T} \cdot K\dot{D}, \quad (6)$$

или

$$\dot{T} = 0,5\dot{H} + K\dot{D}. \quad (7)$$

При  $|\vec{K}| = 0,5$ , например, вклад в вариации  $\dot{T}$ , вносимый горизонтальными компонентами, примерно одинаков. Такая ситуация наблюдается в районе восточного побережья о-ва Сахалин.

2. Береговая линия перпендикулярна к меридиану, т. е.  $\Theta = 90^\circ$ , вариации  $\dot{H}$  подобны вариациям  $\dot{N}$  и, следовательно,  $\dot{Z} = K\dot{H}$ , поэтому

$$\dot{T} = \frac{H}{T} \cdot \dot{H} + \frac{Z}{T} \cdot K\dot{H}, \quad (8)$$

$$T = 0,5H + K\dot{H}. \quad (9)$$

Из (9) видно, что при  $\Theta = 90^\circ$  основной вклад в вариацию  $\dot{T}$  вносят вариации горизонтальной компоненты и при  $|\vec{K}| = 1$ ,  $\dot{T} = 1,5\dot{H}$ . Такая ситуация наблюдается на Тихоокеанском побережье Японии.

Формулы (7) и (9) получены без учета поведения вариаций горизонтальных компонент поля  $\dot{H}$  и  $\dot{D}$  в прибрежной области моря. Как показывают данные лабораторного физического моделирования и теоретические расчеты, в результате берегового эффекта интенсивность вариаций горизонтальных компонент в прибрежной области моря может удваиваться. Поэтому суммарная ошибка, вызванная неучетом берегового эффекта в геомагнитных вариациях, может составлять  $300 \div 400\%$ .

Таким образом, выполненный анализ показывает необходимость учета региональных особенностей структуры переменного магнитного поля Земли, обусловленных «береговым эффектом»

в геомагнитных вариациях, при проведении гидромагнитной съемки в прибрежной области о-ва Сахалин.

Одновременно следует ожидать, что рассмотренное явление относится ко всем прибрежным районам, где наблюдается аномальное распределение  $Z$ , а также к тем районам морей и океанов, где имеются резкие градиенты глубин.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е. Некоторые закономерности геомагнитных бухт на Сахалине.— «Геомагнетизм и аэрономия», 1966, вып. 6, № 1, с. 165—166.
- Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Туезов И. К. Аномалия в геомагнитных вариациях на территории Дальнего Востока.— «Геомагнетизм и аэрономия», 1968, вып. 8, № 4, с. 719—725.
- Ваньян Л. Л., Харин Е. П. Некоторые закономерности геомагнитных бухт в средних широтах.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 9.
- Верховский В. Н. Результаты магнитовариационного профилирования на юге полуострова Камчатка.— Наст. сб.
- Вольвовский Б. С., Куинин Н. Н., Терехин Е. Е. Краткий справочник по полевой геофизике. М., «Недра», 1977, 212 с.
- Гольмшток А. Я., Полонский Ю. М., Сочельников В. В., Кондрашов Н. В. Морские магнитотеллургические зондирования.— «Геомагнитные исследования», 1975, № 16, с. 55—76.
- Ляпишев А. М., Лаштунов Ю. П. Аномалия в геомагнитных вариациях на юге острова Сахалин по данным бухтообразных возмущений.— Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Владивосток, 1978.
- Мардерфельд Б. Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М., «Наука», 1977, 80 с.
- Мардерфельд Б. Е., Верховский В. Н. Магнитовариационные наблюдения на восточном побережье острова Сахалин.— Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Владивосток, 1978.
- Углов Б. Д. Магниторазведка.— Морские геофизические исследования. М., «Недра», 1977, с. 178—183.
- Шнеер В. С., Новыш В. В., Финген Д. Л., Пятибрат О. М., Абрамова Л. М., Щербакова А. С. Экспериментальные исследования геомагнитных вариаций в северо-западной части Черного моря.— Тез. док. IV Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям. Звенигород, 1976, с. 163—166.
- Шнеер В. С., Фонарев Г. А. Некоторые результаты наблюдений магнитных вариаций на поверхности и дно океана.— «Геомагнетизм и аэрономия», 1968, вып. 8, № 3, с. 596—598.
- Яновский Б. М. Земной магнетизм. Т. I, изд. ЛГУ, 1964, 445 с.
- Сох С. S., Filloux J. H., Larsen J. C. Electromagnetic Studies of ocean currents and electrical conductivity below the ocean floor.— The Sea, v. 4 (ed by M. E. New York), 1970, p. 637—695.

Ю. А. Сусеков, А. Н. Лысков

## ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ ФАЯ И БУГЕ НА МОРЕ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В связи с развитием гравиметрических наблюдений на море встал вопрос об использовании при интерпретации материалов тех или иных редукций силы тяжести. Большие разногласия у исследователей возникли по поводу применения аномалий Буге на море. Одни авторы убеждены в их приоритете (Люстих, 1947; Федьинский, 1970; и др.), другие, наоборот, оспаривают их роль для геологической интерпретации на море (Литинский, 1968; Грушинский, Сажина, 1969). Проведенная авторами статьи количественная интерпретация гравитационного поля по профилям ГСЗ с использованием аномалий Фая и Буге выявила существенные недостатки аномалий Буге на море, однако вопрос применения тех или иных редукций не следует ставить в виде альтернативы. Необходимо просто дальнейшее совершенствование приемов интерпретации гравитационного поля на море, чему и посвящается настоящая статья.

Исторически сложилось так, что к началу проведения гравиметрических наблюдений на акваториях методика интерпретации гравитационных аномалий Буге на суше была достаточно разработана и накопленный опыт был перенесен на море. Однако физический смысл аномалий Буге на суше существенно отличен от такового на море. Особенностью редукции Буге на море является то, что за «высоту» принимается глубина в точке наблюдения, а за плотность «промежуточного» слоя — разность между плотностью воды ( $1,03 \text{ г/см}^3$ ) и принятой плотностью пород дна (стандартная  $2,3$  и  $2,67 \text{ г/см}^3$ ; Гапоненко, 1970). Очевидно, что при гравиметрической съемке, когда измерения производятся практически на уровне моря (геоида), теряется всякий смысл поправок на высоту и промежуточный слой, ибо таковых просто нет. Мы не вправе автоматически переносить терминологию в определениях редукций с суши на море, потому что по своей физической сути, особенно редукция Буге, они совершенно различны. Кстати, и аномалии Фая на море не несут смысла аномалий в свободном воздухе, а являются просто наблюдаемыми (или полными), поскольку они включают в себя всю информацию о плотностных неоднородностях в неисканном виде.

Основной мотив при введении поправок Буге на море тот, что «при любом способе геологической интерпретации аномалии силы тяжести необходимо учесть влияние наиболее резкой плотностной границы раздела, какой является рельеф дна» (Гайнанов и др., 1974, с. 12). Однако делается это самым невыгодным образом, создавая, во-первых, большой искусственный региональный фон (для бассейна с глубиной 5 км поправка будет около 350 мгд при аномалиях  $\pm 50$  мгл), т. е. при этом теряется смысл понятия «поправка», поскольку она может быть на 2 порядка больше самой аномалии. Во-вторых, привносятся ошибки за счет неточности в определении глубины моря и погрешности выбора плотности «промежуточного» слоя. Так, например, погрешность в выборе плотности  $\pm 0,25$  г/см<sup>3</sup> на каждые 100 м глубины приводит к ошибке определения аномалий Буге на  $\pm 1$  мгл; при глубине 3 км эта ошибка составит  $\pm 30$  мгл (Литинский, 1968).

Действительно, чтобы судить о глубинном строении по наблюдаемому полю силы тяжести, необходимо, в первую очередь, избавиться от влияния основной плотностной границы — поверхности дна. Однако эту процедуру мы предлагаем производить не путем «засыпки» водной толщи, а, наоборот, путем исключения из наблюдаемого поля гравитационного воздействия морфологии дна. При современном уровне машинной обработки вычисление эффекта влияния неровностей дна любой конфигурации не представляет труда для интерпретатора. На каждом профиле выбирается наибольшая глубина дна моря (уровень приведения), и притяжение пород выше этого уровня вычитается из наблюдаемого поля силы тяжести.

Поскольку гравиметрические наблюдения на море обычно выполняются в комплексе с другими геофизическими методами (непрерывное сейсмическое профилирование, магнитометрия), то при определении притяжения пород, находящихся выше уровня приведения, возможен более точный учет осадочного слоя. Таким образом, операция по вычитанию влияния неровностей дна из наблюдаемого поля привнесет меньше погрешностей, чем при «засыпке», когда ошибки в выборе плотности «промежуточного» слоя могли приводить к ложным аномалиям Буге в десятки миллигал.

Кроме того, «засыпая» водную толщу несуществующими «породами», мы не только искусственно создаем интенсивные аномалии (до 400 мгл) там, где их в действительности-то вовсе нет (акватории ложа океана), но и искажаем наблюдаемое поле в ряде случаев до обратного знака. Например, наблюдаемые аномалии в районе желоба (на траверзе о-ва Итуруп) отрицательны, тогда как аномалии Буге положительны (здесь поправки Буге достигают +620 мгл).

Нельзя согласиться с В. В. Федынским (1970, с. 75), утверждающим, что «все без исключения схемы глубинного строе-

ния земной коры под океанами, основанные на интерпретации гравитационных данных..., построены с использованием редукций и аномалий Буге». Уже в 1957 г. Дж. Уэрзел, Г. Шербет (1957) показали, что для определения глубинной структуры земной коры могут быть использованы аномалии Фая (метод «стандартных колонок»). Кроме того, за счет «ложных» аномалий, возникающих при вычислении поправок Буге (как отмечалось выше), возможны значительные ошибки в схемах глубинного строения, построенных по этим аномалиям. Что касается определения мощности земной коры, то с таким же успехом ее можно провести по батиметрическим данным (Фотиади, Каратаев, 1963), так как в случае изостатического равновесия аномалии Буге связаны с глубиной до поверхности Мохо не прямо, а через непосредственную ее связь с рельефом.

Приведем пример интерпретации по профилю 3б, проложенному вкрест системы дуга — желоб — океан в непосредственной близости от профиля ГСЗ 1—0 (Строение земной коры..., 1964).

По плотностной модели разреза земной коры профиля ГСЗ 1—0 нами было вычислено теоретическое поле, которое сопоставлялось с наблюдаемыми аномалиями (рис. 1, с. 5)<sup>1</sup>. В этой связи интересно отметить, что происходит при интерпретации по аномалиям Буге: вначале к наблюдаемым аномалиям добавляется гравитационный эффект «уплотненного» водного слоя (поправки Буге), затем вводятся поправки за рельеф дна (на одних участках они прибавляются, на других — вычитаются), далее вычисляется эффект притяжения каждого слоя, и после всего этого он снова вычитается из аномалий Буге.

Не останавливаясь подробно на результатах интерпретации (Сусеков, Лысков, наст. сб.), коснемся лишь сопоставления аномалий Буге и гравитационного эффекта границы Мохо. Кстати, в нашем случае, чтобы избавиться от влияния основной плотностной границы (поверхность дна), необходимо вычесть из наблюдаемого поля притяжение толща пород мощностью от 9 км и выше (наиболее сложный пример — район глубоководного желоба). Остаточная же кривая как раз и отображает поведение поверхности Мохо, потому что толща ниже 9 км, по сейсмическим данным, считается однородной.

Как видно из рисунка, хорошее совпадение кривых отмечается только в пределах ложа дна. На океаническом склоне желоба и в районе подводного продолжения Малой дуги аномалии Буге несколько больше остаточной аномалии. Большие расхождения кривых наблюдаются над островным склоном желоба и Южно-Курильской синклиналию. Поскольку плотностные неоднородности и здесь не учитывались, аномалии Буге ме-

<sup>1</sup> Здесь и далее см. рис. 1 статьи Сусекова Ю. А., Лыскова А. Н. «Результаты интерпретации...» (наст. сб.).

ныше на 90—100 мгл. Особенно показательно «отображение» аномалиями Буге глубинного строения в районе Южно-Курильской синклинали. Здесь поверхность Мохо испытывает незначительное погружение в направлении желоба, тогда как наблюдаемые аномалии Буге интенсивно возрастают. Данные примеры свидетельствуют об огромных ошибках, возможных при интерпретации по аномалиям Буге.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

Вычисление аномалий на море не требует поправок. Поправки Буге существенно искажают наблюдаемое поле и приносят значительные ошибки, создавая ложные аномалии в десятках миллигал.

Так называемые аномалии Фая не являются аномалиями в свободном воздухе (как это имеет место на суше) и на море вычисляются без ввода поправок. Поэтому предлагается их называть просто «наблюденными аномалиями» на море.

При интерпретации аномалий силы тяжести на море гравитационное влияние наиболее резкой плотностной границы (поверхности дна) рекомендуется производить, исключая из наблюдаемого поля гравитационное воздействие морфологии дна. При этом возможен более точный учет плотности вышележащих осадков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Туезов И. К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 108 с.
- Гапоненко Г. И. О выборе редукции силы тяжести при совместной геологической интерпретации гравиметрических измерений на суше и акватории.—Уч. зап. НИИГА, сер. Региональная геология, 1970, вып. 18, с. 135—141.
- Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Об аномалиях Буге на океанах. ДАН СССР, 1969, т. 184, № 2, с. 331—333.
- Литинский В. А. Выбор редукции силы тяжести для геологической интерпретации гравиметрических съемок на море.—Уч. зап. НИИГА, сер. Региональная геология, 1968, вып. 12, с. 228—235.
- Лютых Е. Н. Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести.—Труды Ин-та геофизики АН СССР, т. III, 1947, с. 3—45.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964, 308 с.
- Уэрзел Дж. Л., Щербет Г. Л. Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков.—Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 101—113.
- Федынский В. В. Замечания об аномалиях силы тяжести Буге на морях и океанах.—Морские гравиметрические исследования. М., Изд-во МГУ, 1970, № 5, с. 74—75.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.—Геол. и геоф., 1963, № 10, с. 5—19

*А. Н. Лысков*

## ВЛИЯНИЕ ЛОКАЛЬНОГО И РЕГИОНАЛЬНОГО РЕЛЬЕФА ДНА МОРЯ НА ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ В РЕДУКЦИЯХ ФАЯ И БУГЕ

Аномалии в редукциях Буге для моря вычисляются по формуле

$$\Delta g_B = \Delta g_\Phi + \delta g_B, \quad (1)$$

где  $\Delta g_\Phi$  — аномалия в редукции Фая;

$\delta g_B$  — поправка Буге, равная гравитационному влиянию водной толщи, «засыпанной» до плотности пород дна  $\sigma_{пд}$ , причем «засыпку» можно производить как по бесконечному плоскопараллельному слою, тогда  $\delta g_B = \delta g_B^{пс} = 0,0418 \delta H$  (здесь и далее  $\sigma = \sigma_{пд} - \sigma_{воды}$ ;  $H$  — глубина моря в точке наблюдения), так и с учетом топографии дна, тогда  $\delta g_B = \delta g_B^T$ .

Поправка Буге чаще всего считается по бесконечному плоскопараллельному слою, т. е. без учета истинного рельефа дна, что, однако, в некоторых случаях бывает оправдано при редких профильных наблюдениях, когда информация о рельефе предельно обеднена и ошибка, возникающая при введении поправки Буге по плоскопараллельному слою, может быть меньшей, чем при введении таковой с учетом топографии дна, но в предположении двумерности его. Кроме того, как показано ниже на примере двумерного рельефа, существует целый ряд точек на профиле, для которых поправка Буге, вычисленная по плоскопараллельному слою, вообще не будет отличаться от поправки, подсчитанной с учетом рельефа дна.

Однако логичность, приемлемость введения поправки Буге по бесконечному плоскопараллельному слою в частных случаях не может удовлетворить в общем: игнорирование топографии дна моря привести к ошибкам более 100 мгл (Павлов, Лютая, 1975).

Пусть глубина моря изменяется по косинусоидальному закону  $H = H_0 - A \cos \omega x$ , где  $\omega = \frac{2\pi}{L}$ ,  $L$  — длина волны рельефа;  $A$  — амплитуда рельефа;  $H_0$  — средняя глубина моря. Для простоты возьмем двумерный рельеф, тогда дно моря примет вид цилиндрической поверхности с образующими, перпендикуляр-

ными профилю наблюдения (рис. 1). Гравитационное влияние «засыпанной» до плотности  $\sigma$  водной толщи можно посчитать по формуле

$$\delta g^T_B = 2f\sigma \iint_s \frac{\xi d\xi d\zeta}{(x_0 - \xi)^2 + \zeta^2}, \quad (2)$$

где  $\xi, \zeta$  — текущие координаты рельефа дна;  $X_0$  — точка наблюдения на профиле.

В полярных координатах с начальной точки  $(X_0, 0)$  выражение (2) примет вид

$$\delta g^T_B = 2f\sigma \int_0^{\pi\rho(\varphi)} \int \sin \varphi \rho d\rho d\varphi, \quad (3)$$

где

$$\rho(\varphi) = OB - CB = \frac{H_0}{\sin \varphi} - \frac{A \cos \omega(x - x_0)}{\sin \varphi} \quad (\text{рис. 1}),$$

$x = H_0 \text{ctg}(\varphi - \delta\varphi) \approx H_0 \text{ctg} \varphi$ , так как  $\delta\varphi$  — мала вследствие того, что  $A \ll H_0$ . Тогда  $\rho(\varphi) = \frac{H_0}{\sin \varphi} - \frac{A \cos \omega(H_0 \text{ctg} \varphi - x_0)}{\sin \varphi}$ . Проинтегрировав выражение (3) по  $\rho$ , получим:

$$\begin{aligned} \delta g^T_B &= 2f\sigma \int_0^{\pi} [H_0 - A \cos \omega(H_0 \text{ctg} \varphi - x_0)] d\varphi = 2\pi f\sigma H_0 - \\ &- 2f\sigma A \cos(\omega x_0) \int_0^{\pi} \cos(\omega H_0 \text{ctg} \varphi) d\varphi. \end{aligned}$$

Положим для краткости записи  $2\pi f = k$  и сделаем замену переменной  $\omega H_0 \text{ctg} \varphi = y$ , тогда после некоторых преобразований

$$\begin{aligned} \delta g^T_B &= k\sigma H_0 - 4f\sigma A \cos(\omega x_0) \int_0^{\infty} \frac{\cos y}{y^2 + (\omega H_0)^2} dy = k\sigma H_0 - \\ &- k\sigma A \cos(\omega x_0) e^{-\omega H_0}, \end{aligned}$$

где первый член — постоянный региональный фон, второй — гравитационное влияние локальных возмущений дна моря. Окончательно поправка Буге  $\delta g^T_B$  вдоль профиля будет изменяться следующим образом:

$$\delta g^T_B = k\sigma [H_0 - A \cos(\omega x) e^{-\omega H_0}]. \quad (4)$$

Ошибки в аномалиях Буге (назовем их псевдоаномалиями Буге), возникающие за счет отклонения водной толщи от бесконечного плоскопараллельного слоя, равные

$$\Delta \delta g^T_B = \Delta g^T_B - \Delta g^{\text{н.с.}}_B = k\sigma A \cos(\omega x) (1 - e^{-\omega H_0}), \quad (5)$$

изменяются согласно с рельефом и будут тем меньше, чем мень-

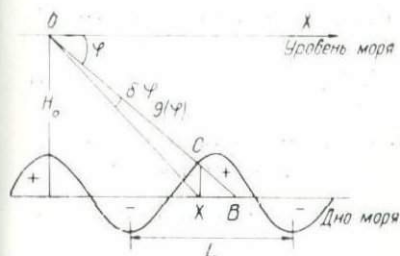


Рис. 1. Двумерный синусоидальный рельеф дна

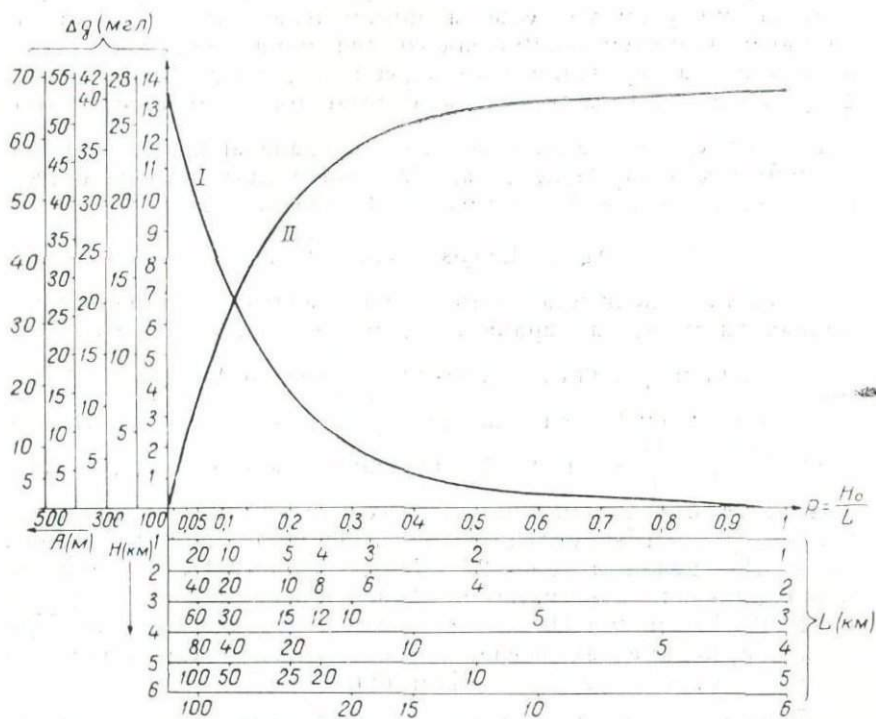


Рис. 2. Графики зависимостей амплитуд гравитационного влияния дна моря (I) и амплитуд псевдоаномалий Буге (II) от рельефа морского дна. I — амплитуда гравитационного влияния «возмущенного» дна моря; II — амплитуда псевдоаномалий Буге, возникающих за счет отклонения «засыпанной» толщи воды от бесконечного плоскопараллельного слоя. По вертикальным шкалам нанесены значения  $\Delta g$  в мгЛ для разных амплитуд двумерного синусоидального рельефа; по горизонтальным шкалам — длины волн рельефа для различных (средних глубин моря)  $H$

ше  $\rho = \frac{H_0}{L}$  и  $A$  (рис. 2). В точках, где  $H = H_0$ , при заданном законе изменения рельефа аномалии Буге (без учета топографии дна) не будут содержать ошибок.

Аномалии Фая на море можно представить следующим образом:

$$\Delta g_{\phi} = \Delta g_{\text{дна}} + \sum_i \Delta g_i, \quad (6)$$

где  $\Delta g_{\text{дна}}$  — гравитационное влияние возмущенной (т. е. отличной от горизонтальной) поверхности дна моря;  $\sum_i \Delta g_i$  — сумма неучтенных нормальной формулой Земли гравитационных влияний аномальных масс.

Из формулы (6) видно, что корреляционная связь  $\Delta g_{\phi}$  с локальными формами рельефа обусловлена  $\Delta g_{\text{дна}}$  — гравитационным влиянием возмущенного дна моря, поскольку, даже в случае унаследованного характера структур дна, спектр  $\sum_i \Delta g_i$  более низкочастотный вследствие того, что более глубокие плотностные границы пологи, а гравитационное влияние их много меньше  $\Delta g_{\text{дна}}$ , так как значительно меньше разность их плотности. Из формулы (4) следует, что

$$\Delta g_{\text{дна}} = k\sigma \cos(\omega x) e^{-\omega H_0}. \quad (7)$$

Поскольку величина ошибок при гравиметрических наблюдениях на море, как правило, не менее 5 мгл (Строев и др., 1972), найдем граничные значения  $\left(\frac{H_0}{L}\right)_r$  и  $A_r$  для  $\sigma = 2.67 - 1.03 = 1.64$  (г/см<sup>3</sup>), при которых  $|\Delta g_{\text{дна}}| = 5$  мгл. Тогда для всех  $\frac{H_0}{L} > \left(\frac{H_0}{L}\right)_r$  и  $A < A_r$  значения гравитационного влияния рельефа будут меньше ошибок наблюдений, следовательно, не будет и корреляционной зависимости  $\Delta g_{\phi}$  от глубины моря. Из графиков (рис. 2) видно, что формы рельефа, не коррелирующие с аномалиями Фая, не превышают в поперечнике 10—15 км при  $H_0 = 5$  км (средняя глубина океана). При этих же параметрах псевдоаномалии Буге имеют размах в 23 мгл и коррелируют с рельефом дна.

Один из основных доводов против применения редукции Буге на море заключается в том, что аномалии Буге коррелируют с региональными формами рельефа дна и поэтому в большей степени несут информацию о рельефе, чем о плотностных неоднородностях (Грушинский, 1970; Грушинский, Сажина, 1969; 1972).

Этим же недостатком обладают аномалии Фая по отношению к локальным формам рельефа, т. е. таким, которые удерживаются на данном уровне за счет прочности земной коры и поэтому изостатически не уравниваются. Предельный размер таких форм в плане оценивается в 200 км (Евсеев, 1954), а по другим данным (Артемьев, Артюшков, 1967) этот предел может быть несколько меньше и составлять несколько

десятков километров в зависимости от толщины литосферы. Однако, как видно из графиков (рис. 2), при еще более мелких формах рельефа (менее 10—15 км), а значит, заведомо изостатически нескомпенсированных, корреляция между аномалиями Фая и глубиной моря пропадает сначала в силу ограниченной точности измерений, а для малых  $L$  и достаточно больших  $H_0$ —вследствие взаимной компенсации положительных и отрицательных масс (рис. 1), и возникает ложная корреляция аномалий Буге, которая вызвана ошибками за счет отклонения водной толщи от бесконечного плоскопараллельного слоя. Даже в том случае, когда поправка Буге будет вычисляться с учетом топографии дна, могут возникнуть ошибки, а следовательно, и ложная корреляция с рельефом, как это видно из формулы (4), за счет неправильно выбранной  $\sigma$ -плотности «промежуточного» слоя.

Таким образом, если корреляцию аномалий с рельефом дна признать негативным свойством редукции поля силы тяжести, то в более выгодной ситуации находятся аномалии Фая, поскольку в океане корреляция наблюдается лишь в интеграле от 10 до 100—150 км, вне этого интеграла они коррелируют с рельефом аномалии Буге.

Следует также признать, что поле в редукции Буге в отношении локальных структур дна моря не удовлетворяет как форма представления гравиметрических материалов из-за наличия неизбежных ошибок, вызванных неточностью расчета поправок за рельеф, поскольку информация о нем недостаточна.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 41—57.
- Грушинский Н. П. О редукциях силы тяжести для морских областей и некоторые замечания о связи гравитационных аномалий с толщиной земной коры.— Морские гравиметрические исследования. М., Изд-во МГУ, 1970, № 5, с. 65—73.
- Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Об аномалиях Буге на океанах. ДАН СССР, 1969, т. 184, № 2, с. 331—333.
- Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Основные редукции силы тяжести и некоторые ошибки, возникающие при их применении.— Сообщение Государственного астрономического института им. П. К. Штернберга, 1972.
- Евсеев С. В. Локальные аномалии силы тяжести и изостазия. Труды геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 22(149), с. 111—116.
- Павлов Ю. А., Лютая Л. М. Гравитационное влияние рельефа дна окраинных морей северо-западной части Тихого океана.— Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, вып. 30, Владивосток, 1975, с. 137—144.
- Стров П. А., Павлов Ю. А., Пантелеев В. Л., Баграмянц В. О. Измерения силы тяжести в Японском море. Труды ГАИШ, т. XXIII, вып. 1, Изд-во МГУ, 1972, 115 с.

*О. Н. Ромашова*

## НАДЕЖНОСТЬ РАБОТЫ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ С ДИСКРЕТНЫМ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕМ

Разработка и использование современных геофизических систем в настоящее время связаны с улучшением динамических качеств приборов и с применением различных алгоритмов обработки информации.

В настоящей работе рассматривается вопрос надежности геофизической аппаратуры при использовании некоторых алгоритмов дискретизации в случае аналогового съема сигнала.

В качестве примера взят гравиметр ТГГ-1, имеющий аналоговую запись сигнала на фото пленке.

Проведем оценку информативной емкости фото пленки, от которой зависит объем памяти устройства ввода для обработки такого сигнала.

Информативную емкость носителя информации в битах можно оценить следующим образом (Полозова, Воропаева, 1975):

$$I_0 = \log N, \quad (1)$$

где  $N$  — общее число всех возможных различных состояний.

Оценку количества информации удобно произвести с помощью энтропии носителя:

$$H_0 = - \sum_{i=1}^m p_i \log p_i, \quad (2)$$

где  $p_i$  — вероятность исхода  $i$ -го опыта из некоторого множества  $m$  исходов (вероятность черного или белого элементов).

При одинаковой вероятности появления черного и белого элементов ( $P=0,5$ ) по всей поверхности носителя количество информации будет равно

$$I_0 = nH_0 = -n \sum p_i \log p_i = n, \quad (3)$$

что соответствует состоянию наибольшей неопределенности изображения.

Допустим, что пленка размерами  $34 \times 1021$  мм<sup>2</sup> подлежит обработке. При шаге квантования  $\Delta x = \Delta y = 0,5$  мм, согласно формуле (3),  $I_0 = 138\,856$  бит, что соответствует 3753 машинным словам (37-разрядных). Размещение такого объема ин-

формации — сложная задача. В связи с этим возникает еще одна проблема — сокращение информации без заметной потери точности воспроизведения сигнала.

При скорости судна  $V=12$  узлам средняя продолжительность записи на пленке 9 ч. Оператор, делая 10-минутную осредненную выборку информации с пленки, уменьшает ее объем до  $I_0=4164$  бит. Поскольку 10-минутные отсчеты еще раз осредняются затем за 0,5 ч, то  $I_0=1388$  бит, что по отношению к информативной емкости носителя дает уменьшение объема информации в 100 раз.

Таким образом, дискретизация аналогового сигнала дает иногда значительное сокращение объема информации. При этом следует сохранять необходимую точность воспроизведения выходного сигнала.

Погрешность измерения и надежность аппаратуры являются критериями оценки качества измерительных систем. Максимальная наблюдаемая погрешность — неустойчивая, случайная величина. Эта величина есть статистическая функция числа испытаний аттестуемой аппаратуры.

Если распределение погрешностей подчиняется нормальному закону распределения, целесообразно случайную погрешность определять в значениях  $\sigma$ . В остальных случаях ее следует оценивать по энтропийному значению погрешностей (Новицкий, 1968).

Экспериментальная оценка показателей надежности включает три этапа: этап разработки и согласования технического задания показателей надежности, этап их прогнозирования, этап экспериментальной проверки.

Для примера рассмотрим оценку показателей надежности на двух последних этапах работы гравинерциального прибора, имеющего аналоговый выход, и в случае использования аналого-дискретного преобразователя — для цифрового представления выходного сигнала.

Этап прогнозирования. Исследуемый гравинерциальный прибор относится к невосстанавливаемым изделиям. Критерии надежности для них: вероятность безотказной работы  $r(t)$ , частота отказов  $\alpha(t)$ , интенсивность отказов  $\lambda(t)$ , средняя наработка до первого отказа  $T_{cp}$ . Все они позволяют достаточно полно оценить надежность невосстанавливаемых изделий до первого отказа (Ушаков, Фишбейн, 1973).

Расчет надежности гравинерциального измерительного прибора в данном случае включает в себя расчет надежности электронных блоков (Полозова, 1975). При выборе исходных данных учитывался электрический и температурный режим работы элементов, условия эксплуатации (ударные нагрузки, вибрации), указанные в техническом задании. Схема расчета выбрана таким образом, что элементами ее являются конструктивно оформленные блоки.

Кроме того, приняты следующие допущения: 1) отказ прибора наступает при отказе одного из его элементов; 2) поток отказов устройства простейший. Минимальное значение вероятности безотказной работы, заданное в технических условиях для прибора, в течение 100 ч должно быть не менее 0,9, ресурс работы прибора не менее 250 ч.

Вероятность безотказной работы прибора для  $m$  циклов следующая:

$$p(t) = \exp[-(\lambda_p T_p + \lambda_{xp} \cdot T_{xp}) \cdot m], \quad (4)$$

где  $T_p$  — суммарное время работы прибора за время существования;

$T_{xp}$  — суммарное время хранения за время существования.

Результаты вычислений по соответствующей программе показывают, что при сложных метеорологических условиях с вероятностью безотказной работы  $P=0,9$  прибор может отработать 280 циклов, в нормальных условиях с такой же вероятностью он отработает 330 циклов при всех рассмотренных режимах включения.

Этап экспериментальной проверки проводится при реальных режимах и условиях эксплуатации. Необходимо определить закон распределения погрешностей при эксплуатации и подобрать для него аналитическую модель таким образом, как говорилось выше. При использовании аналого-дискретного преобразователя в зависимости от его динамических свойств, алгоритма восстановления входной функции по выходному сигналу случаи сбоев необходимо уточнять по статистическим свойствам измеряемой величины. В зависимости от характера изменения измеряемой функции нужно выбрать такой алгоритм дискретизации, при котором сохраняется минимальная погрешность при сбоях дискретного устройства, т. е. выбрать шаг квантования по времени так, чтобы следующие друг за другом сбои не привели к потере значения исходной функции.

Например, можно выбрать шаг квантования по критерию среднеквадратичного отклонения. Определим среднеквадратичную ошибку воспроизведения как

$$\sigma^2 = M \{ [y(t_i) - g(t_i)]^2 \}. \quad (5)$$

После несложных преобразований получаем корреляционную функцию в виде

$$K_g(\Delta T) = K_g(0) - \frac{\sigma^2}{2}, \quad (6)$$

где  $K_g(\Delta)$  — корреляционная функция дискретизируемого сигнала  $g(t)$ ;

$\sigma^2$  — среднеквадратичная ошибка воспроизведения.

Для гравитационной аномалии, корреляционная функция которой представлена следующим образом

$$K(\tau) = \sigma_0^2 \left( 1 + \frac{\tau^2}{4H^2} \right)^{-1}, \quad (7)$$

где  $\sigma_0^2$  — среднеквадратичное отклонение;

$H$  — глубина источника одномерного белого шума, вероятностная модель, рассмотренная по формуле (6), даст результат:

$$\Delta_T = 2H. \quad (8)$$

После выбора шага квантования  $\Delta_T$  можно подобрать величину быстродействия цифрового преобразователя  $\Delta t$  так, чтобы  $\Delta t \leq \Delta_T$ . Тогда, поскольку  $\Delta_T$  определяет в данном случае понятие кратковременного отказа, величина  $m = \Delta_T / \Delta t$  характеризует избыточность для аналого-цифрового преобразователя.

Если интервал  $\Delta t > \Delta_T$ , то наступает отказ,  $m$  в этом случае характеризует количество одиночных сбоев подряд.

Вероятность безотказной работы преобразователя можно определить по формуле

$$p(t) = \exp(-\lambda \Delta t), \quad (9)$$

где  $\lambda$  — интенсивность  $m$  и большего числа сбоев подряд.

Таким образом, избыточная информация в данном случае увеличивает вероятность безотказной работы аппаратуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Новицкий П. В. Основы информационной теории измерительных устройств. Л., «Энергия», 1968, 247 с.
- Полозова О. Н. Вопросы надежности электронных блоков гравинерциальных приборов.— Динамика электромеханических систем. Тула, ТПИ, 1975, с. 22—25.
- Полозова О. Н., Воропаева К. П. Первичная обработка гравиметрической информации с фотопленки.— Гравиметрическое приборостроение. Тула, ТПИ, 1975, с. 39—42.
- Ушаков И. А., Фишбеин Ф. И. Методы оценки надежности по результатам испытаний. М., «Знание», 1973, 40 с.

Г. Д. Ерёмин

### О СОВМЕСТНОМ АНАЛИЗЕ АНОМАЛИЙ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

В работах Д. Симонса (G. Simmons, 1967); Ю. Зорина, С. Лысака (1972) было получено соотношение

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{q}{2\pi\lambda f\sigma} \Delta g, \quad (1)$$

где  $\frac{\partial T}{\partial z}$  — геотермический градиент;  $\Delta g$  — аномалия силы тяжести;  $q$  — теплопроизводительность единицы объема источника;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности среды;  $f$  — гравитационная постоянная;  $\sigma$  — избыточная плотность, которое справедливо при условиях, что тепло от источника переносится кондуктивно, а температурное поле является стационарным.

В случае, когда температурное поле не является стационарным, в соотношении (1) добавляется множитель, который является в общем-то функцией времени.

Для определения этой функции рассмотрим геотермический градиент и аномалии силы тяжести для различных видов источников тепла, обладающих избыточной плотностью.

Как известно, дифференциальному уравнению теплопроводности

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \frac{1}{\kappa} \cdot \frac{\partial v}{\partial t}$$

удовлетворяет функция

$$v = \frac{Q}{8\pi\kappa t \sqrt{\pi\kappa t}} \exp \left\{ -\frac{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2}{4\kappa t} \right\}, \quad (2)$$

которую можно интерпретировать как распространение температуры в неограниченной среде ( $\kappa$  — коэффициент теплопроводности;  $\rho$  — плотность;  $c$  — удельная теплоемкость вещества), обусловленное мгновенным выделением в момент времени  $t=0$  в точке  $(x_0, y_0, z_0)$  количества тепла  $Q_{\text{ис}}$ . Геотермический градиент  $\left( G = \frac{\partial v}{\partial z} \right)$  мгновенного точечного источника мощностью  $Q$  можно записать так:

$$G = -\frac{Q(z-z_0)}{16\pi(xt)^2\sqrt{\pi zt}} \exp\left\{-\frac{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 - (z-z_0)^2}{4zt}\right\}. \quad (3)$$

Интегрируя выражения (2) и (3) по соответствующим координатам, можно получить распределение температур и градиентов для мгновенных и непрерывных точечных, линейных, плоских и других видов источников тепла.

Для непрерывного точечного, линейного и плоского источников выражения для температур даются в книге Карслоу, Егер (1964), а геотермический градиент, получаемый из соотношения (3), и аномалия силы тяжести (Миронов, 1972) имеют вид:

а) непрерывный точечный источник (шар)

$$G(x, 0, 0) = \frac{qh}{4\pi\kappa r^3} \left[ \Phi^* \left( \frac{r}{\sqrt{4\kappa t}} \right) + \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{r}{\sqrt{4\kappa t}} e^{-\frac{r^2}{4\kappa t}} \right];$$

$$\Delta g(x, 0, 0) = fM \frac{h}{r^3},$$

где  $r^2 = x^2 + h^2$ ;

$$\Phi^*(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_x^\infty e^{-\xi^2} d\xi,$$

где  $q$  — мощность источника;

$h$  — глубина залегания центра шара;

$M$  — масса шара;

б) непрерывный линейный источник (горизонтальный круговой цилиндр)

$$G(x, 0) = \frac{qh}{2\pi\kappa r^2} e^{-\frac{r^2}{4\kappa t}};$$

$$\Delta g(x, 0) = 2f\lambda \frac{h}{r^2},$$

$$r^2 = x^2 + h^2;$$

где  $\lambda$  — линейная плотность единицы длины кругового цилиндра;

в) непрерывный плоский источник (горизонтальная материальная плоскость)

$$G(x) = \frac{q}{2\kappa} \Phi^* \left( \frac{h}{\sqrt{4\kappa t}} \right);$$

$$\Delta g(x) = 2f\mu,$$

где  $\mu$  — поверхностная плотность.

**Непрерывный полуплоский источник**  
(горизонтальная материальная полуплоскость)

Интегрируя выражения (2) по  $dy_0$  от  $-\infty$  до  $+\infty$ , по  $dx_0$  от 0 до  $+\infty$ , можно получить температуру и геотермический градиент для мгновенного полуплоского источника:

$$v = \frac{Q}{4\sqrt{\pi\chi t}} e^{-\frac{(z-z_0)^2}{4\chi t}} \left( 1 + \Phi\left(\frac{x}{\sqrt{4\chi t}}\right) \right),$$

$$G = -\frac{Q(z-z_0)}{8\chi t\sqrt{\pi\chi t}} e^{-\frac{(z-z_0)^2}{4\chi t}} \left( 1 + \Phi\left(\frac{x}{\sqrt{4\chi t}}\right) \right), \quad (4)$$

где

$$\Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-\xi^2} d\xi.$$

Предположим, что в интервале времени от  $t=0$  до  $t=t$  выделяется в единицу времени на единицу площади количество тепла  $q(t)$  рс, тогда геотермический градиент в момент времени  $t$ , полученный интегрированием соотношения (4) при условии, что  $q(t) = q = \text{const}$ , будет равен

$$G = -\frac{q(z-z_0)}{8\chi\sqrt{\pi\chi}} \int_0^t (t-t_0)^{3/2} e^{-\frac{(z-z_0)^2}{4\chi(t-t_0)}} \left( 1 + \Phi\left(\frac{x}{\sqrt{4\chi(t-t_0)}}\right) \right) \cdot dt_0. \quad (5)$$

Пусть  $\xi = \frac{|z-z_0|}{\sqrt{4\chi(t-t_0)}}$ . Используя для функции ошибок разложение в ряд для малых значений аргумента

$$\Phi\left(\frac{x\xi}{|z-z_0|}\right) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{(2n+1)n!} \left(\frac{x\xi}{|z-z_0|}\right)^{2n+1}$$

и вычисляя интеграл (5), получим:

$$G = -\frac{q(z-z_0)}{2\chi\sqrt{\pi}|z-z_0|} \left[ \frac{\sqrt{\pi}}{2} \Phi^* \left( \frac{|z-z_0|}{\sqrt{4\chi t}} \right) + \int_{\frac{|z-z_0|}{\sqrt{4\chi t}}}^{\infty} \frac{2}{\sqrt{\pi}} e^{-\xi^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{(2n+1)n!} \left(\frac{x\xi}{|z-z_0|}\right)^{2n+1} \cdot d\xi \right].$$

Так как ряд под знаком интеграла равномерно сходится, то его можно почленно интегрировать. Учитывая, что

$$\int e^{-\xi^2} \xi^{2n+1} d\xi = -\frac{1}{2} e^{-\xi^2} n! \sum_{m=0}^n \frac{\xi^{2m}}{m!},$$

решение принимает вид

$$G(x, 0) = \frac{q}{2\pi\kappa} \left[ 2 \Phi^* \left( \frac{h}{\sqrt{4\kappa t}} \right) + e^{-\frac{h^2}{4\kappa t}} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{2n+1} \left( \frac{x}{h} \right)^{2n+1} \sum_{m=0}^n \frac{1}{m!} \left( \frac{h}{\sqrt{4\kappa t}} \right)^{2m} \right],$$

аномалия силы тяжести

$$\Delta g(x, 0) = 2f\mu \left( \frac{\pi}{2} + \text{arc tg } \frac{x}{h} \right).$$

### Непрерывный источник в виде полосы (горизонтальная материальная полоса)

Допустим, что на глубине  $h$  имеется горизонтальная материальная полоса шириной  $2a$ . Начиная с момента времени  $t=0$ , с поверхности источника выделяется количество тепла, равное в единицу времени на единицу площади  $\rho\sigma\varphi(t)$ . Для постоянного значения  $\varphi(t)$ , равного  $q$ , для градиента можно написать выражение

$$G = - \frac{q(z-z_0)}{2\kappa \sqrt{\pi|z-z_0|}} \int_{\frac{|z-z_0|}{\sqrt{4\kappa t}}}^{\infty} e^{-\xi^2} \left[ \Phi \left( \frac{(x+a)\xi}{|z-z_0|} \right) - \Phi \left( \frac{(x-a)\xi}{|z-z_0|} \right) \right] d\xi,$$

которое получается интегрированием (3) по  $dy_0$  от  $-\infty$  до  $+\infty$ ,  $dx_0$  — от  $-a$  до  $+a$  и по времени  $dt_0$  от 0 до  $t$ . Разлагая в ряд функцию ошибок и интегрируя получаемые выражения, геотермический градиент от полосы шириной  $2a$ , находящейся на глубине  $h$ , примет вид

$$G(x, 0) = \frac{q}{2\pi\kappa} e^{-\frac{h^2}{4\kappa t}} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{2n+1} \left( \left( \frac{x+a}{h} \right)^{2n+1} - \left( \frac{x-a}{h} \right)^{2n+1} \right) \sum_{m=0}^n \left( \frac{h}{\sqrt{4\kappa t}} \right)^{2m} \frac{1}{m!},$$

поле силы тяжести —

$$\Delta g(x, 0) = 2f\mu \left( \text{arc tg } \frac{x+a}{h} - \text{arc tg } \frac{x-a}{h} \right).$$

## Непрерывный источник тепла в виде вертикального стержня (вертикальный круговой цилиндр)

Пусть верхний конец стержня находится на глубине  $h_1$ , нижний — на  $h_2$ . Начиная с момента  $t=0$ , выделяется количество тепла на единицу длины в единицу времени  $q\varphi(t)$ . Интегрируя (3) по  $dz_0$  от  $h_1$  до  $h_2$ , по  $dt_0$  от 0 до  $t$ , для  $\varphi(t) = q = \text{const}$  получаем:

$$G(x, 0, 0) = \frac{q}{4\pi\kappa} \left[ \frac{1}{\sqrt{x^2+h_1^2}} \Phi^* \left( \sqrt{\frac{x^2+h_1^2}{4\kappa t}} \right) - \frac{1}{\sqrt{x^2+h_2^2}} \Phi^* \left( \sqrt{\frac{x^2+h_2^2}{4\kappa t}} \right) \right],$$

$$\Delta g(x, 0, 0) = f\lambda \left( \frac{1}{\sqrt{x^2+h_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{x^2+h_2^2}} \right).$$

Если  $h_2 \rightarrow \infty$ , обозначив  $h_1$  через  $h$ , запишем для геотермического градиента и аномалии силы тяжести

$$G(x, 0, 0) = \frac{q}{4\pi\kappa} \frac{1}{\sqrt{x^2+h^2}} \Phi^* \left( \sqrt{\frac{x^2+h^2}{4\kappa t}} \right),$$

$$\Delta g(x, 0, 0) = f\lambda \frac{1}{\sqrt{x^2+h^2}}.$$

## Непрерывный источник в виде вертикальной полосы (вертикальная материальная полоса)

Геотермический градиент от непрерывного линейного источника имеет вид

$$G = - \frac{q(z-z_0)}{2\pi\kappa r^2} e^{-\frac{r^2}{4\kappa t}}, \quad (6)$$

где

$$r^2 = (x-x_0)^2 + (z-z_0)^2.$$

Пусть верхний конец полосы находится на глубине  $h_1$ , нижний — на  $h_2$ . Проинтегрировав выражение (6) по  $dz_0$  от  $h_1$  до  $h_2$ , получим выражение геотермического градиента для вертикальной полосы

$$G = - \frac{q}{2\pi\kappa} \int_{h_1}^{h_2} \frac{(z-z_0)}{(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2} e^{-\frac{(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2}{4\kappa t}} \cdot dz_0.$$

Обозначим  $\frac{(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2}{4\kappa t} = u$ , тогда для градиента можно написать

$$G = \frac{q}{4\pi\kappa} \int_{R_1}^{R_2} \frac{e^{-u}}{u} \cdot du, \quad (7)$$

где

$$R_1 = \frac{(x-x_0)^2 + (z-h_1)^2}{4\kappa t},$$

$$R_2 = \frac{(x-x_0)^2 + (z-h_2)^2}{4\kappa t}.$$

Используем разложение в ряд  $e^{-u}$  в выражении (7). Геотермический градиент будет равен

$$G(x, 0) = \frac{q}{4\pi\kappa} \left[ \ln \frac{x^2 + h_2^2}{x^2 + h_1^2} + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n!n} \left( \left( \frac{x^2 + h_2^2}{4\kappa t} \right)^n - \left( \frac{x^2 + h_1^2}{4\kappa t} \right)^n \right) \right],$$

поле силы тяжести —

$$\Delta g(x, 0) = f_{\mu} \ln \frac{x^2 + h_2^2}{x^2 + h_1^2}.$$

Таким образом, сравнивая выражения геотермического градиента с выражениями силы тяжести для различных видов тепловых источников, обладающих избыточной плотностью, можно записать:

$$G = K \Delta g F(t), \quad (8)$$

где

$$K = \frac{q}{4\pi\kappa f_{\mu} \sigma},$$

$F(t)$  — функция времени ( $F(0) = 0$ ,  $F(\infty) = 1$ ), зависящая от расстояния до источника, его формы, и в частности для шара и линии имеет вид

$$F_{\text{ш.}}(t) = \Phi^* \left( \frac{r}{\sqrt{4\kappa t}} \right) + \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{r}{\sqrt{4\kappa t}} e^{-\frac{r^2}{4\kappa t}};$$

$$F_{\text{л.}}(t) = e^{-\frac{r^2}{4\kappa t}};$$

При  $t = \infty$  выражение (8) совпадает с (1) с точностью до постоянного коэффициента, который можно объяснить различием

ем в определениях мощности тепловых источников и различием в постановке задач.

Следовательно, совместный анализ геотермического поля и поля силы тяжести позволит судить о температурном режиме, определить время возникновения источника и найти величину теплового потока  $Q = \lim_{t \rightarrow \infty} Q(t)$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

- Зорин Ю. А., Лысак С. В. О количественной интерпретации геотермических аномалий. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, № 9, с. 68—73.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964, 487 с.
- Миронов В. С. Курс гравirazведки. Л., «Недра», 1972, 511 с.
- Simmons G. Interpretation of Heat Flow Anomalies. Rev. of geoph., 1967, v. 5, № 1, p. 43—52.

## Содержание

<b>Сусеков Ю. А., Лысков А. Н.</b> Результаты интерпретации гравитационных аномалий южной части Курило-Камчатского глубоководного желоба	3
<b>Кочергин Е. В.</b> Структура аномального магнитного поля островной системы Рюкю в связи с тектоникой региона	9
<b>Воробьев В. М., Ломтев В. Л.</b> Особенности рельефа и магнитного поля дна Курило-Камчатского и Алеутского желобов в области их сочленения	24
<b>Кочергин Е. В.</b> Об оценке сейсмамагнитного эффекта при местных землетрясениях в районе острова Шикотан	31
<b>Ростовская М. Н.</b> О геологической природе магнитных аномалий Южно-Курильского пролива	37
<b>Воробьев В. М.</b> Магнитная восприимчивость горных пород Командорских островов	40
<b>Корнев О. С., Шкуть Г. И.</b> О магнитной восприимчивости горных пород северной части Большой Курильской дуги	45
<b>Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Шигапов Р. Г.</b> Особенности в структуре переменного электромагнитного поля в районе Среднекурильской магнитовариационной аномалии (по данным лабораторного физического моделирования)	51
<b>Шигапов Р. Г.</b> Изучение индукционных эффектов в геомагнитных вариациях на физических моделях островных дуг	55
<b>Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г.</b> Региональный островной эффект в геомагнитных вариациях (данные лабораторного физического моделирования)	63
<b>Верховский В. Н.</b> Результаты магнитовариационного профилирования на юге полуострова Камчатка	67
<b>Волкова Н. А.</b> Влияние процесса осадконакопления на тепловой поток окраинных морей северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса	70
<b>Соинов В. В., Веселов О. В.</b> Аномалия высокого теплового потока вблизи восточного побережья Сахалина	75
<b>Верховский В. Н., Красный М. Л., Мардерфельд Б. Е., Протас Я. Н., Сапожников Б. Г.</b> Учет «берегового эффекта» при проведении гидромагнитных съемок	81
<b>Сусеков Ю. А., Лысков А. Н.</b> Гравитационные аномалии Фая и Буге на море и их интерпретация	87
<b>Лысков А. Н.</b> Влияние локального и регионального рельефа дна моря на гравитационные аномалии в редукциях Фая и Буге	91
<b>Ромашова О. Н.</b> Надежность работы измерительных систем с дискретным преобразователем	96
<b>Еремин Г. Д.</b> О совместном анализе аномалий теплового потока и силы тяжести	100

### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ ВОСТОКА АЗИИ

Редактор **Е. П. Горovenko**, художник **Г. П. Писарева**, техн. редактор **Л. С. Гришина**, корректоры **В. В. Краснова, Л. А. Зимель**

ВД 08096. Сдано в набор 23.X.1978 г. Подписано к печати 5.IV 1979 г.  
Формат 60×90/16. Усл. печ. л. 7,12. Уч.-изд. л. 6,9. Тираж 500 экз. Цена 1 р.  
Заказ 4481.

Редакционно-издательский отдел Дальневосточного научного центра  
Академии наук СССР  
690600, Владивосток, Ленинская, 50

Полиграфический комбинат Управления издательств, полиграфии и книжной торговли Приморского крайисполкома  
Владивосток, Океанский пр., 69

**Результаты интерпретации гравитационных аномалий южной части Курило-Камчатского глубоководного желоба.** Сусеков Ю. А., Лысков А. Н.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 3—8.

Проведена количественная интерпретация гравитационного поля по трем профилям ГСЗ. Наблюдаемые аномалии в свободном воздухе сопоставлялись с вычисленным гравитационным влиянием глубинного разреза. Методом подбора установлены плотностные модели геологической среды, которые наиболее полно удовлетворяют наблюдаемому полю. При этом уточнена как морфология глубинных границ, так и плотностная структура земной коры и верхней мантии.

Ил. 3, библи. 5.

**Структура аномального магнитного поля островной системы Рюкю в связи с тектоникой региона.** Кочергин Е. В.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 9—23.

На основании сводной карты аномального магнитного поля островной системы Рюкю, составленной по материалам советских и зарубежных гидромагнитных съемок, выполнен анализ структуры поля в связи с тектоникой региона. По характерным морфологическим и структурным признакам выделено шесть региональных магнитных провинций, имеющих четкую и определенную тектоническую приуроченность и специфические количественные характеристики. Связь магнитных провинций с другими геофизическими полями и взаимоотношение с геологическими объектами свидетельствуют о блоковом строении островной системы Рюкю и смежных с ней регионов. Линии нарушений, согласующиеся с простиранием структур системы, сформировались в период возникновения островной системы в ее современном проявлении. Поперечные нарушения, по всей видимости, носят унаследованный характер и отражают древний структурный план региона.

Ил. 2, библи. 24.

**Особенности рельефа и магнитного поля дна Курило-Камчатского и Алеутского желобов в области их сочленения.** Воробьев В. М., Ломтев В. Л.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 24—30.

Установлено, что глубоководные желоба представляют собой систему прямолинейных, разно ориентированных, виргулирующих впадин. Членение желоба объясняется тектоническими нарушениями, фиксирующимися как в особенностях рельефа, так и в магнитных аномалиях. Черты сходства желобов свидетельствуют о формировании их в сходных условиях, а черты различия — об относительной древности Алеутского желоба в сравнении с Курило-Камчатским. Оба желоба имеют палочный характер. Существование орографического барьера на стыке желобов объясняется непосредственным влиянием подводной возвышенности Обручева. Установлено также, что глубоководные желоба — не самостоятельные структурные единицы и не обладают сколько-нибудь характерным собственным магнитным полем.

Ил. 2, библи. 19.

УДК 550.386(265).

**Об оценке сейсмомагнитного эффекта при местных землетрясениях в районе острова Шикотан.** Кочергин Е. В.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 31—36.

Корреляция Восточно-Курильской региональной магнитной аномалии с областью повышенной сейсмической активности позволяет предположить наличие здесь сейсмомагнитного эффекта, обусловленного системой постоянно действующих статических напряжений в земной коре и верхней мантии. Его оценка, выполненная на основании экспериментальных данных, полученных в период землетрясений в районе о-ва Шикотан, обработанных с помощью методов статистического анализа, показала отсутствие или незначительную роль сейсмичности в формировании этой аномалии. По-видимому, отмеченная связь с сейсмичностью может заключаться не в сейсмомагнитном эффекте как таковом, а в особенностях строения земной коры и верхней мантии, обусловленных динамикой региона.

Ил. 2, библ. 17.

УДК 550.382(571.645)

**О геологической природе магнитных аномалий Южно-Курильского пролива.** Ростовская М. Н.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 37—39.

Приводятся сведения об аномальном поле Южно-Курильского пролива. По результатам сопоставления магнитометрических, гравиметрических и сейсмических данных, по результатам количественных расчетов делается вывод, что причиной локальных возмущений магнитного поля послужили интрузивные тела среднего (кислого) состава, приуроченные к зонам пересечения продольных и поперечных Курильской дуге разломов.

Ил. 1, библ. 4.

УДК 550.382.3(571.66)

**Магнитная восприимчивость горных пород Командорских островов.** Воробьев В. М.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 40—44.

Приводятся сведения о магнитной восприимчивости образцов, характеризующих основные литолого-петрографические комплексы Командорских островов.

Выделяются три основные группы пород: осадочные, участвующие в создании всех островных комплексов ( $0-0,5 \cdot 10^{-3}$  СГС); туфогенно-осадочные и магматические породы преимущественно среднего состава (медновский, командорский, диковский и водопадский комплексы —  $1,0-1,6 \cdot 10^{-3}$  СГС); магматические образования беринговского ( $2,3 \cdot 10^{-3}$  СГС) и командорского ( $3,2 \cdot 10^{-3}$  СГС) комплексов, сложенные породами преимущественно основного состава.

Ил. 2, библ. 2.

УДК 550.382.3(571.645)

**О магнитной восприимчивости горных пород северной части Курильской дуги.** Корнев О. С., Шкуть Г. И.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 45—50.

В третьем рейсе НИС «Орлик» выполнено геологическое драгирование морского дна (85 станций) приостровной части северной сектора Курильской гряды и изучены коренные выходы вулканитов

о-вов Онекотан и Атласова. Наряду с геологическими исследованиями проводилось измерение магнитной восприимчивости горных пород с помощью прибора ИВМ-2. Всего выполнено 2400 фиксированных измерений. Магнитная восприимчивость выделенных комплексов пород (эффузивный, интрузивный и туфогенно-осадочный) варьирует от практически немагнитных до  $1200 \cdot 10^{-6}$  СГС. Наиболее высокие модальные значения этого параметра принадлежат эффузивам основного и среднего составов ( $1000 \div 2000 \cdot 10^{-6}$  СГС).

Библ. 5.

УДК 550.373

**Особенности в структуре переменного электромагнитного поля в районе Среднекурильской магнитовариационной аномалии (по данным лабораторного физического моделирования).** Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Шигапов Р. Г.— «Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 51—54.

По данным анализа структуры электромагнитного поля на моделях, имитирующих Средние Курильские острова (Уруп и Симушир) с проводящей мантией и без нее, показано, что наблюдаемая здесь аномалия в вертикальной составляющей Sg-вариаций не может быть объяснена только эффектом концентрации морских индукционных токов в проливе, разделяющем острова.

Ил. 3, библ. 3.

УДК 550.373

**Изучение индукционных эффектов в геомагнитных вариациях на физических моделях островных дуг.** Шигапов Р. Г.— «Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 55—62.

Индукцированное геомагнитное поле в районе цепочки островов подвергается искажающему воздействию эффекта пролива, накладываемого на эффекты каждого отдельного острова. Искажающее воздействие в сильной степени зависит от поляризации возбуждающего поля относительно простирания структуры островов. Рассмотрены картины распределения индукционного тока и структура магнитного поля в виде изолиний интенсивностей и фаз на модели утрированной цепочки круглых островов в однородном окружающем море на примере двухслойного геоэлектрического разреза.

Библ. 6.

УДК 550.373

**Региональный островной эффект в геомагнитных вариациях (данные лабораторного физического моделирования).** Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г.— «Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 63—66.

В районе резкого изменения глубин моря перепад в распределении поверхностной геоэлектрической электропроводности создает условия для существенного перераспределения морских теллурических токов, в результате чего региональная аномалия, создаваемая избыточными тосками, затушевывает локальный островной эффект. Приводится зависимость амплитудных характеристик регионального островного эффекта от периода вариаций и размеров острова для перепада морских глубин 1—4,5 км.

Ил. 2, библ. 4.

УДК 550.837.214

**Результаты магнитовариационного профилирования на юге п-ова Камчатка.** Верховский В. Н.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 67—69.

Приводятся данные магнитовариационного профилирования в южной части п-ова Камчатка. Построены индукционные векторы для пяти пунктов этого района. По характеру распределения индукционных векторов выделен проводящий слой верхней мантии на глубине 120—150 км. Эти данные соответствуют мощности непроводящей литосферы для зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану в целом.

Ил. 2, библи. 1.

УДК 550.361

**Влияние процесса осадконакопления на тепловой поток окраинных морей северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.** Волкова Н. А.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 70—74.

Оценивается влияние процесса осадконакопления на величину теплового потока в глубоководных впадинах Берингова, Охотского и Японского морей. Используются материалы глубоководного бурения, а также сейсмических и геологических исследований. По результатам глубоководного бурения получена значительно более высокая скорость осадконакопления, чем по сейсмическим данным и предполагаемому возрасту осадочной толщи. Делается вывод, что процесс осадконакопления не может привести к существенному перераспределению тепловой энергии в верхних горизонтах земной коры глубоководных впадин окраинных дальневосточных морей, а также не может объяснить различия в значениях теплового потока.

Табл. 1, библи. 9.

УДК 550.361(265.3)

**Аномалия высокого теплового потока вблизи восточного побережья Сахалина.** Соинов В. В., Веселов О. В.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 75—80.

Получено 14 значений теплового потока в районе восточного побережья о-ва Сахалин. Интерпретация его распределения здесь подтверждает существование глубинного разлома субмеридионального простирания и предполагает глубину залегания изотермы 1200° С на глубинах 20—40 км.

Ил. 1, табл. 1, библи. 14.

УДК 550.83(26)

**Учет «берегового эффекта» при проведении гидромагнитных съемок.** Верховский В. Н., Красный М. Л., Мардерфельд Б. Е., Протас Я. Н., Сапожников Б. Г.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 81—86.

Переменное магнитное поле Земли в прибрежных районах дальневосточных акваторий существенно искажено «береговым эффектом» в геомагнитных вариациях. На основании проведенных расчетов показано, что вариация полной интенсивности поля «Т» в прибрежной зоне акваторий существенно превышает вариацию поля «Т» береговой станции, и, следовательно, «береговой эффект» необходимо учитывать при введении поправок за вариацию при гидромагнитной съемке.

Рассмотренное явление следует ожидать во всех прибрежных районах, где наблюдается аномальное распределение «Н<sub>2</sub>», а также на акваториях морей и океанов с резкими градиентами глубин.

Ил. 2, библиография 16.

УДК 550.631(571.645)

**Гравитационные аномалии Фая и Буге на море и их интерпретация.** Сусеков Ю. А., Лысков А. Н.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 87—90.

Рассмотрены интерпретационные возможности аномалии Буге на море. На конкретном примере, по разрезу ГСЗ, проведены количественные расчеты с использованием аномалий Фая и Буге и выявлены существенные недостатки последней. Показан простой и более точный способ учета гравитационного влияния основной плотностной границы поверхности дна. Предложено аномалии Фая называть просто «наблюдаемыми аномалиями» на море.

Ил. 1, библиография 9.

УДК 550.31

**Влияние локального и регионального рельефа дна моря на гравитационные аномалии в редукциях Фая и Буге.** Лысков А. Н.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 91—95.

Выявлена зависимость между размерами форм рельефа, глубиной моря и аномалиями в редукциях Фая и Буге. Установлено, что при средней глубине океана 5 км и ошибках гравиметрических наблюдений не менее 5 мгл аномалии Фая могут коррелировать с такими формами рельефа, размеры которых в поперечнике составляют 10—150 км, вне этого интервала с рельефом дна коррелируют аномалии Буге.

Ил. 2, библиография 7.

УДК 621.312(528.563)

**Надежность работы измерительных систем с дискретным преобразователем.** Ромашова О. Н.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 96—99.

Разработка и использование современных геофизических систем связаны с улучшением динамических качеств приборов и применением различных алгоритмов обработки информации.

Рассматривается вопрос надежности геофизической аппаратуры при использовании некоторых алгоритмов дискретизации в случае аналогового съема сигнала.

Библиография 4.

УДК 550.836

**О совместном анализе аномалий теплового потока и силы тяжести.** Еремин Г. Д.—«Геофизические поля островных дуг Востока Азии». Владивосток, 1979, с. 100—106.

Показано, что между аномалиями теплового потока и силы тяжести, вызываемыми тепловым источником, обладающим избыточной плотностью, существует соотношение, на основе которого можно судить о температурном режиме, оценить время возникновения источника тепла и определить величину теплового потока  $Q = \lim_{t \rightarrow \infty} Q(t)$ .

Библиография 4.

3187