

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ  
АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ  
ЗОНЫ ПЕРЕХОДА**

Владивосток 1978

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

550.3

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ  
АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ  
ЗОНЫ ПЕРЕХОДА**

2757

Южно-Сахалинск  
1978



УДК 550.31+551.1(576.6+265)

В сборнике освещены результаты исследований естественных геофизических полей в Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода. Приводятся новые экспериментальные данные по гравитационному, магнитному, электромагнитному и тепловому полям по отдельным регионам, обсуждаются вопросы геологической интерпретации, взаимосвязи различных полей со структурными элементами, описываются новые методические разработки и приемы интерпретации.

Ответственный редактор М. Л. КРАСНЫЙ,  
секретарь О. Н. РОМАШОВА

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

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

*А. В. Журавлев*

Островные дуги приконтинентального типа (Сергеев, 1974) совместно с сопредельными отрицательными морфоструктурами подводного рельефа — глубоководными желобами, глубоководными котловинами — окаймляют с северо-запада мегавпадину Тихого океана, образуя своеобразные периокеанические тектонические системы (Алеутская, Курило-Камчатская, Японская, Рюкю), существенно отличающиеся от других тектонических областей особенностями строения земной коры и вещественным составом осадочного комплекса, морфологией основных структурных элементов и характером выраженности их в современном структурном плане.

Общепринято отнесение морфоструктурных элементов рассматриваемых систем к современному геосинклинальному или к кайнозойским складчатым областям Тихоокеанского тектонического пояса. Но некоторые исследователи (Белоусов, Рудич, 1960) справедливо указывают на необходимость обособления систем от остальных тектонических областей в связи со своеобразием их строения, развития и общей геотектонической позиции.

Периокеанические тектонические системы в связи с незавершенностью развития земной коры и активным проявлением современных тектоно-магматических процессов являются наиболее благоприятным полигоном для изучения одного из важнейших вопросов геологии — направленности развития земной коры.

В настоящей статье рассматриваются индивидуальные особенности строения периокеанических систем северо-западного сектора Тихого океана, что позволяет конкретизировать историю их развития.

Основные морфологические элементы вышеназванных периокеанических систем (дуга, котловина, желоб) морфологически и, вероятно, генетически взаимосвязаны и взаимообусловлены, что подтверждается совпадением формы и простирания их. Исключением является Японская система, которая принципиально отличается от всех остальных: во-первых, более приподнятым, тектонически и морфологически, положением островной дуги (в отличие от других дуг она состоит преимущественно из крупных островов, в центре ее практически повсеместно развиты докайнозойские образования); во-вторых, значительной территориальной разобщенностью островной дуги и глубоководной котловины; в-третьих, сопряженностью с Японской островной дугой не одного, а двух желобов (Японского и Кюсю).

В рассматриваемых тектонических системах, не считая Японской, как по морфологическим признакам, так и по особенностям тектонического строения и развития отчетливо обособляются центр и фланги.

В центре периокеанических тектонических систем внешняя островная дуга, как правило, не выражена, а внутренняя представлена цепочкой многочисленных мелких островов, сложенных позднекайнозой-

скими толщами. Многие из них, а также большое количество подводных возвышенностей являются современными и четвертичными вулканическими постройками.

По мере приближения к флангам подводно-надводные хребты островных дуг расширяются (исключение — запад Алеутской дуги), увеличиваются размеры островов, морфологически выраженными становятся внешние (в системе Рюкю — внутренняя) дуги, представленные или цепочкой островов (Мало-Курильские, Кадык и др. к югу от Аляскинского полуострова), или подводными возвышенностями и хребтами (например, хр. Витязя на северо-востоке Курильской дуги). Внешние дуги обычно сложены относительно более древними толщами, на флангах появляются или более широко развиты докайнозойские образования. Центральные части островных дуг Рюкю, Курило-Камчатской, Алеутской характеризуются следующими особенностями геологического строения:

большой диапазон и резкое изменение мощности отдельных пачек, наличие несогласных контактов между всеми достаточно крупными стратиграфическими подразделениями<sup>1</sup> (Егизаров, 1969; Сергеев, 1974; и др.);

широкое развитие процессов интенсивного гидротермального изменения пород: хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, окварцевание;

превалирующая роль разрывной тектоники, ослабленное проявление складчатых движений и явная подчиненность складчатых структур разломам (Сергеев, 1974).

На флангах периокеанических тектонических систем происходит сочленение их между собой и с разновозрастными складчатыми сооружениями сопредельных регионов. Рассмотрим некоторые особенности строения и развития флангов периокеанических тектонических систем, в том числе и трудно объяснимые на современном этапе изученности их.

Фланги существенно приподняты как в морфологическом, так и в тектоническом отношении. Отрицательные морфоструктуры систем (глубоководные желоба и котловины) замыкаются, а к флангам подводно-надводных хребтов островных дуг приурочены крупные острова (Хоккайдо, Кюсю, Тайвань) или полуострова (Аляскинский, Камчатского мыса, юг Камчатки).

Периокеанические системы, сочленяясь между собой, образуют тупой или близкий к прямому угол. В одних случаях (восток Алеутской системы) они продолжают структуры сопредельных тектонических сооружений, в других (сочленения Алеутской и Курило-Камчатской систем соответственно с Камчатской и Хоккайдо-Сахалинской кайнозойскими складчатыми областями) — расположены субперпендикулярно к ним. При этом субперпендикулярным торцовым сочленением характеризуются складчато-блоковые структуры как в кайнозойских, так и в верхнемеловых образованиях (Геологическое развитие..., 1968; Геология СССР, 1964). Более того, в доверхнемеловых образованиях на продолжении Алеутской тектонической системы (Хавывенская возвышенность) отмечаются северо-западные простирания, субперпендикулярные простиранию элементов современного структурного плана восточной Камчатки, что, вероятно, свидетельствует о взаимосвязи этой островной дуги с глубинными разломами древнего заложения, а не с вновь образованными, как это считают некоторые исследователи (Белоусов, Рудич, 1960).

<sup>1</sup> Некоторые несогласия, возможно, обусловлены не тектоническими процессами, а особенностями формирования толщ, в условиях резко расчлененного подводного рельефа вулканически активных районов.

Характернейшей особенностью как флангов, так и центральных частей периферических систем, определившей четкую современную выраженность подводно-надводных хребтов островных дуг и их продолжений, считается (Геологическое развитие..., 1968; и др.) активное проявление вулканических процессов позднекайнозойского и современного времени. Исключением является запад Алеутской островной дуги и центральная часть дуги Рюкю. Обычно на флангах зона четвертичного вулканизма в несколько раз шире, чем в центральных частях островных дуг, и состав базальтов последовательно изменяется от толеитовых к высокоглинистым и щелочным (Геологическое развитие..., 1968).

Раннекайнозойские и докайнозойские образования на флангах островных дуг представлены в фациях сопредельных складчатых областей. В то же время на примере Мало-Курильских островов можно проследить, как быстро осадочные образования верхнемелового возраста замещаются преимущественно вулканогенными по мере удаления от зоны сочленения Курило-Камчатской дуги с тектоническими элементами Хоккайдо-Сахалинской кайнозойской складчатой области.

В непосредственной близости от зон сочленения рассматриваемых периферических систем фиксируются следы активных горизонтальных напряжений в виде многочисленных надвигов, взбросо-надвигов и запрокинутых структур в разновозрастных толщах. Подобные зоны активного проявления ориентированного движения масс фиксируются в пределах южной Аляски, восточной Камчатки, центрального Хоккайдо, юго-западной Японии, восточного Тайваня.

На юго-западном побережье залива Аляска как в третичных, так и в дотретичных отложениях фиксируются многочисленные взбросы и крутые надвиги, опережающие, по мнению некоторых исследователей (Меланхолина, 1973), единую крупную зону пологого надвига, фиксирующего движение масс в юго-западном направлении. Полоса надвигов и взбросов шириной до 50 км прослеживается в северо-западном направлении на расстоянии более 400 км. В надвиговой зоне, формировавшейся в процессе осадконакопления, дислоцированы отложения вплоть до плейстоценовых (Меланхолина, 1973).

Зона взбросо-надвигов восточной Камчатки в виде сравнительно широкой (до 60 км) полосы протягивается в северо-восточном направлении, от Ганальского хребта на юге до Олюторского полуострова на севере, на расстояние более 400 км. Возможно, что она продолжается и севернее, так как мощные надвиги того же простирания имеются и в Хатырском районе Корякского нагорья. Зона состоит из нескольких субпараллельных надвиговых чешуй, вдоль которых отложения верхнемелового, палеогенового и нижне-среднемиоценового возраста, смяты в линейные складки, запрокинутые к юго-востоку. При этом самые западные чешуи прослеживаются без заметного смещения севернее зоны сочленения Алеутской и Курило-Камчатской тектонических систем, в то время как восточные обрываются южнее, что, возможно, свидетельствует о сопряженном развитии взбросо-надвигов и Алеутской тектонической системы.

На юге рассматриваемая зона надвигов обрывается, вероятно, Мало-Петропавловской поперечной системой дислокаций, состоящей из нескольких крупных горстов и грабенов северо-западного простирания, субперпендикулярного основным структурам восточной Камчатки. Аномальным, северо-западным, простиранием в этом районе характеризуются и локальные структуры как в интенсивно метаморфизованных докайнозойских образованиях Ганальского хребта, так и в меловых и кайнозойских отложениях Шипунского горста и Налычевского грабена. Кроме того, магнитные аномалии северо-западного простирания фиксируются и в сопредельной территории Тихого океана, пересекая современный

Курило-Камчатский глубоководный желоб (Тектоническая карта..., 1970).

Юго-западнее рассмотренной поперечной зоны, в пределах юга п-ова Камчатка, Курильских островов и востока о-ва Хоккайдо, элементов надвигания масс в каком-либо направлении при наблюдениях не отмечено.

Вновь признаки горизонтального движения масс, но уже в западном направлении, фиксируются в пределах осевого мегантиклинорного сооружения о-ва Хоккайдо, где надвиги контролировали структурный план доверхнемеловых образований осевой зоны Хоккайдо (Геологическое развитие..., 1968) и мел-палеогеновых отложений восточного борта прогиба Исикари-Румои на о-ве Хоккайдо (Меланхолина, 1973).

На Сахалине в разновозрастных отложениях широко распространены признаки надвигания к востоку. К широте пролива Лаперуза, вероятно, приурочена граница двух геоблоков, характеризующихся противоположными движениями масс в мезо-кайнозойское время.

На юге главного пояса Симанто — внешняя зона юго-западной Японии — структурные элементы в верхнемеловых и палеоген-нижнемеловых отложениях запрокинуты в сторону Тихого океана, что свидетельствует о движении масс в юго-восточном направлении. Главный пояс Симанто на северо-востоке ограничен зоной Фосса-Магна, поперечной к основным структурам о-ва Хонсю и приуроченной к зоне сочленения Японской и Бонинско-Марианской дуг. На севере пояса Симанто горизонтальные дислокации распространены (Геологическое развитие..., 1968) особенно широко.

И, наконец, горизонтальные перемещения вновь в западном направлении фиксируются на острове Тайвань (Меланхолина, 1973).

Протяженность вышеотмеченных зон надвигов составляет не менее 300—400 км, а ширина достигает 60—70 км. Ориентированы они субперпендикулярно одной (геоморфологически менее приподнятой) из сочленяющихся дуг, как бы ограничивая дальнейшее продолжение ее, и субпараллельно структурным элементам тектонически приподнятой дуги или сопредельной складчатой области. Отрицательные структуры, сопряженные с зонами надвигов восточной Камчатки и Хоккайдо, некоторыми исследователями (Авдейко, 1972; и др.) рассматриваются как палеожелоба.

Отрицательные структуры в тыльной части рассмотренных зон, известные на Камчатке (Центрально-Камчатский грабен) и Тайване (Продольная долина), по всей вероятности, являются структурами раздвигания.

Попеременное изменение направления движения масс наводит на мысль о принадлежности вышеописанных районов к геоблокам, характеризующимся противоположно направленной ориентацией горизонтальных тектонических напряжений. В известных случаях зоны надвигов ограничиваются четко выраженными зонами поперечных дислокаций (Фосса-Магна, Малко-Петропавловская), которые можно рассматривать как приконтактные зоны вышеупомянутых геоблоков, развивавшихся с мезозойского до настоящего времени.

Вышеизложенное касается, в основном, положительных морфотектонических элементов периокеанических систем — мегагорстовых поднятий островных дуг, строение же сопредельных отрицательных морфоструктур изучено сравнительно хуже.

Глубоководные впадины окраинных морей формировались пассивно и имеют очень сходное строение.

В связи с продолжающимся активным формированием морфоструктуры глубоководных желобов и земной коры в их пределах ценную информацию о строении и развитии глубоководных желобов можно полу-

чить, анализируя морфологические особенности сочленения их и характер аномального гравитационного<sup>2</sup> поля.

В первую очередь следует обратить внимание на то, что от Аляски до средней части о-ва Хонсю, где рассматриваемым периокеаническим системам субпараллельны сопредельные морфоструктуры океанического дна (Алеутский вал, вал Зенкевича), глубоководные желоба наиболее четко выражены, прослеживаются непрерывно, составляя единый «тандем» с островными дугами. Южнее, где к рассматриваемым периокеаническим системам субперпендикулярно примыкают сопредельные морфоструктуры океанического дна, в различной степени активные в настоящее время и предшествующие стадии развития, это единство дуга — желоб нарушается. Так, например, желоб, соответствующий Японской островной дуге, в зоне сочленения последней с геосинклинальной зоной Нампо (Бонинско-Марианская дуга) расчленяется на два самостоятельных желоба — Японский и Хонсю. Глубоководный желоб Нансей морфологически выражен уже нечетко и не видно взаимосвязи его с другими глубоководными желобами. В последнем случае и глубоководная котловина выражена очень слабо.

Таким образом, на юго-западе рассматриваемой цепочки периокеанических систем глубоководные желоба в принципе не взаимосвязаны между собой. Характер же сочленения их на северо-востоке специфичен в каждом конкретном случае. Например, Алеутский и Курило-Камчатский желоба как бы пересекают друг друга (крестообразное сочленение), так как к продолжению обоих приурочены (рис. 1)

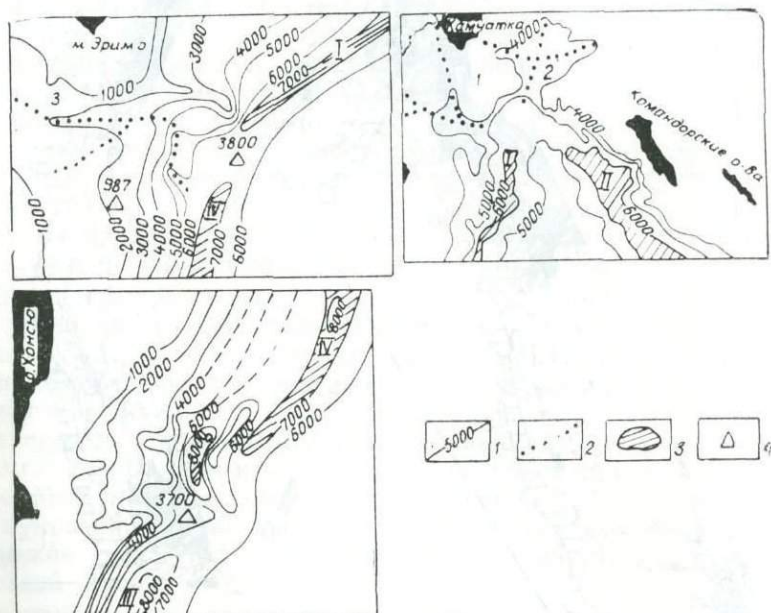


Рис. 1. Характер сочленения глубоководных желобов. 1 — изобаты; 2 — каньонообразные депрессии; 3 — желоба: I — Курило-Камчатский, II — Алеутский, III — Идзу-Бонинский, IV — Японский; 4 — отдельные подводные возвышенности и глубины моря над их вершинами (в метрах).

каньонообразные депрессии. На юго-западе Курило-Камчатский желоб плавно переходит в Японский, образуя крутую дугу, к продолжению вершины которой приурочена каньонообразная депрессия. Японский и Идзу-Бонинский желоба расположены кулисообразно, но западнее их

<sup>2</sup> Здесь и далее рассматривается гравитационное поле в редукции Буге.

сочленения, в пределах материкового склона, намечается обособленный микрожелоб.

Особенности сочленения желобов, вероятно, во многом определяются временем заложения, длительностью сопряженного развития и характером соподчиненности их относительно друг друга, поэтому тщательное изучение морфологии и глубинного строения зон сочленения позволит восстановить историю геологического развития этих своеобразных морфоструктурных элементов, а следовательно, и рассматриваемых периокеанических систем в целом.

Аномальное гравитационное поле периокеанических тектонических систем весьма своеобразно, что подчеркивается: во-первых, отчетливой линейностью крупных гравитационных аномалий, вытянутых на значительные (сотни километров) расстояния; во-вторых, резкой дифференцированностью (рис. 2). На небольшом расстоянии значения гравитационного поля меняются (Tamoda, 1973) от сравнительно интенсивных отрицательных ( $-160$  мгл), характерных для докайнозойских складчатых областей материка, до интенсивных положительных ( $+300$  мгл), близких к значениям гравитационного поля над типичными океаничес-

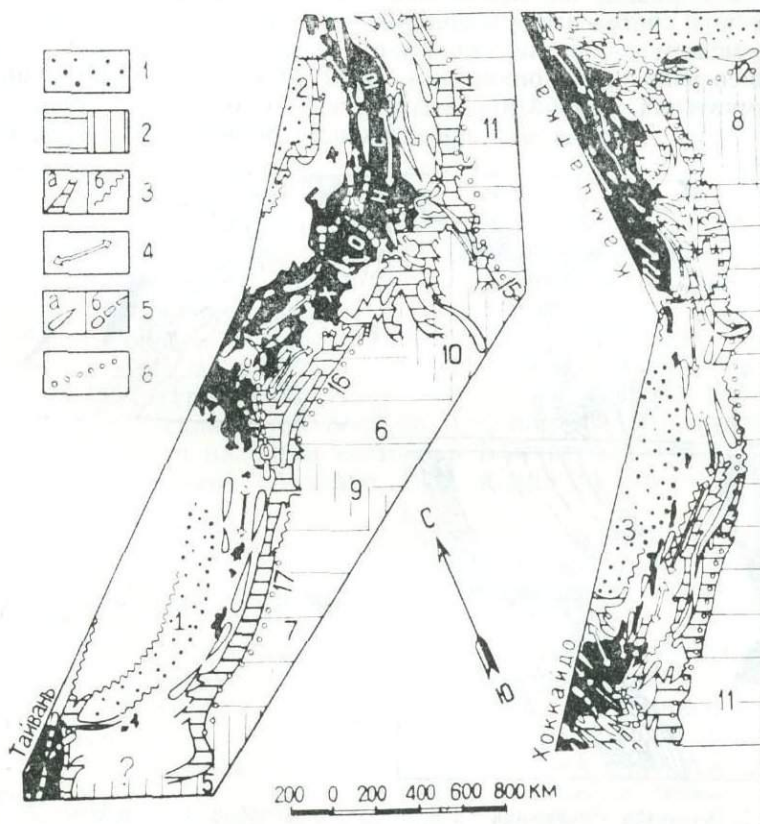


Рис. 2. Карта гравитационных аномалий. 1. Зоны гравитационных максимумов глубоководных котловин: 1 — Окинава; 2 — Япономорской, 3 — Южно-Охотской, 4 — Командорской. 2. Высокое и слабодифференцированное поле океанических и субокеанических морфоструктурных (Тектоническая карта..., 1970) элементов; 5, 6 — геосинклинальные котловины — Филиппинская (5) и Нампо (6); 7, 8 — массивы — Бородино (7) и Обручева (8); 9, 10 — геосинклинальные зоны — Палау (9) и Нампо (10); 11 — вал Зенкевича. 3. Интенсивные (а) и слабовыраженные (б) зоны линейных градиентов гравитационного поля. 4. Гравитационные максимумы. 5. Гравитационные минимумы с положительными (а) и отрицательными (б) значениями. 6. Оси глубоководных желобов: 12 — Алеутского, 13 — Курило-Камчатского, 14 — Японского, 15 — Идзу-Бонинского, 16 — Хонсю, 17 — Нансей.

кими морфоструктурными элементами, что свидетельствует о большом диапазоне изменения мощностей как всей коры в целом, так и отдельных ее слоев.

Основные морфотектонические элементы периокеанических тектонических систем, даже морфологически слабо выраженные, как правило, отражаются в аномальном гравитационном поле, что особенно отчетливо видно на примере Курило-Камчатской периокеанической системы, где глубоководной котловине соответствует крупный гравитационный максимум, по форме близкий ее контурам, внутренней дуге — зона относительных минимумов, а внешней дуге и вероятному продолжению ее — зона максимумов силы тяжести. Вдоль материкового склона Курило-Камчатского глубоководного желоба вытянута цепочка интенсивных минимумов, соответствующих узкому, линейно вытянутому желобоподобному прогибу как по верхним, так и по нижним слоям земной коры (Сергеев, 1974), но очень слабо выраженных в морфологии донной поверхности склона. И, наконец, к подножию материкового склона Курило-Камчатского глубоководного желоба приурочена линейно вытянутая высокоградиентная зона, свидетельствующая о наличии крупнейшего разлома, приуроченного к сочленению периокеанических тектонических систем с морфоструктурными элементами океанического (субокеанического) типа. Все крупные гравитационные аномалии, как правило, обрамляются менее протяженными высокоградиентными зонами. Широкое распространение «гравитационных ступеней» является характернейшей чертой гравитационного поля рассматриваемых тектонических систем, отличающей их от других тектонических областей как платформенного (складчатого), так и океанического типа.

Отмеченная зональность гравитационного поля с теми или иными изменениями сохраняется для тектонических систем Рюкю и Алеутской. В Японской периокеанической системе глубоководные котловина и желоба по характеру гравитационного поля идентичны подобным морфоструктурам в других системах, в то время как гравитационное поле между ними существенно отличается, что вполне естественно, если учитывать имеющиеся морфологические и тектонические различия между Японской и другими периокеаническими системами.

В пределах Японских островов зонам современного и четвертичного вулканизма соответствуют гравитационные минимумы. В целом современная Японская островная дуга выражена в виде крупной, относительно слабо дифференцированной зоны гравитационных минимумов, сходной с зоной гравитационных минимумов над Срединно-Камчатским вулканогеном. Центральные части наиболее крупных минимумов (до —80 мгл) приурочены к зоне сочленения Японской островной дуги с Бонинско-Марианской дугой и с дугой Рюкю. Ответвление одного из этих минимумов приурочено к грабену Фосса-Магна, расположенному (Геологическое развитие..., 1968) на продолжении Бонинско-Марианской островной дуги.

В пределах рассматриваемых тектонических систем отрицательные значения гравитационного поля фиксируются также в зоне сочленения Курило-Камчатского и Японского глубоководного желоба (—160 мгл, Tamoda, 1973), вернее, в зоне сочленения региональных минимумов на их склонах, а также на острове Тайвань (более —60 мгл, Павлов, Сычев, 1975). В обоих случаях они приурочены к узким прогибам, выполненным мощными, преимущественно нормально-осадочными кайнозойскими толщами.

Весьма своеобразно гравитационное поле восточной Камчатки севернее Малко-Петропавловской поперечной зоны, где наблюдается чередование крупных линейно вытянутых зон максимумов и минимумов. По интенсивности и степени дифференцированности гравитационное

поле этого района занимает промежуточное положение между типичными кайнозойскими складчатыми сооружениями западной Камчатки и рассматриваемыми палеокайнозойскими тектоническими системами, поэтому, вероятно, справедливо мнение некоторых исследователей (Авдейко, 1972) о наличии в этом районе палеоаналогов островных дуг и глубоководных желобов, переработанных в процессе плиоценовых тектонических движений.

Наиболее выдержана и четко выражена высокоградиентная зона, приуроченная к границе палеокайнозойских тектонических систем с Тихоокеанским талассократоном. Характер этой высокоградиентной зоны определяется имеющимися различиями в строении земной коры палеокайнозойских тектонических систем и коры океанической впадины, которые в свою очередь, обусловлены спецификой развития различных палеокайнозойских систем и отдельных их районов.

К сожалению, в связи со слабой изученностью гравитационного поля и малой точностью выполненных гравиметрических исследований, для восстановления стадийности развития палеокайнозойских систем на современном этапе изученности можно привлечь лишь некоторые наиболее четко выраженные особенности данной высокоградиентной зоны.

Она вытянута, как правило, вдоль оси современного глубоководного желоба, тяготея, в основном, к подножью материкового склона его, но в отдельных районах продолжается, несмотря на отсутствие современного желоба, в других, наоборот, отсутствует или очень слабо выражена при наличии современного глубоководного желоба.

Так, в зоне сочленения Японской дуги с подводным хребтом Палау и Бонинско-Марианским подводно-надводным хребтом глубоководный желоб не выражен, но высокоградиентная зона прослеживается. При этом в первом случае высокоградиентная зона не испытывает заметных изменений, а во втором — от нее ответвляются менее широкие «гравитационные ступени», прослеживающиеся по краям Бонинско-Марианской дуги (в том числе вдоль Идзу-Бонинского глубоководного желоба), быстро затухающие по мере удаления от основной высокоградиентной зоны. Таким образом, характер поведения рассматриваемой высокоградиентной зоны находится в соответствии с современной тектонической активностью вышеназванных морфоструктурных элементов, находящихся, вероятно, на разных стадиях начального этапа развития тектонических систем подобного типа.

На о-ве Тайвань и сопредельных акваториях с востока на запад фиксируется следующая последовательность элементов аномального гравитационного поля (Павлов, Сычев, 1975): гравитационное поле, характерное для океанических впадин, интенсивная и широкая гравитационная ступень, гравитационный минимум с отрицательными значениями поля, слабо выраженный гравитационный максимум.

Эта последовательность типична для «тандема» дуга — желоб, хотя последний и не выражен. Возможно, совпадающий с «гравитационной ступенью» грабен вдоль восточного побережья Тайваня является реликтом глубоководного желоба, приподнятого в результате позднекайнозойских тектонических движений и активного надвигания на запад.

В центральной части Курильской островной дуги гравитационная ступень вблизи глубоководного желоба малоактивна и имеет расплывчатые очертания, что находится в полном соответствии с результатами ГСЗ (Косминская и др., 1963), по материалам которого от флангов к центрам Курило-Камчатской палеокайнозойской системы отмечается резкое сокращение мощности земной коры, в том числе верхнего вулканогенно-осадочного слоя, и последовательная смена типов земной коры: континентальный —> субконтинентальный —> субокеанический.

Подобный характер изменения земной коры и отдельных ее слоев в сочетании с другими вышеотмеченными особенностями и с активным формированием островной дуги в четвертичное и позднеэоценовое время свидетельствует о том, что рассматриваемая палеоокеаническая система постепенно наращивалась от флангов к центру, где в настоящее время фиксируется наиболее молодая стадия развития.

В районе Командорских и Ближних островов Алеутской тектонической системы гравитационная ступень вдоль желоба, зона минимумов, приуроченная к островному склону, и зона максимумов, соответствующая внешней дуге, отсутствуют, хотя западнее и восточнее они отмечаются.

Исходя из одинаковой направленности развития земной коры и вышерассмотренных гравиметрических данных, можно было бы предположить, что Курило-Камчатская тектоническая система находится в более зрелой стадии развития по сравнению с Алеутской. В то же время своеобразное строение западной части Алеутской системы вероятно всего свидетельствует об имеющихся отличиях в направленности развития этих тектонических систем.

Своеобразие строения запада Алеутской системы в первую очередь проявляется в полном отсутствии четвертичного и современного, а также, возможно, и плейстоцен-среднемиоценового вулканизма не только на Командорских островах, но и в зоне предполагаемого сочленения их с Курило-Камчатской дугой, в пределах которой четвертичные вулканические процессы проявлялись особенно активно.

Интересно, что подводные вершины, соответствующие, как правило, молодым вулканическим постройкам, здесь также отсутствуют. Подобная пассивность вулканических процессов, особенно в четвертичное время, весьма необычна, нехарактерна для рассматриваемых островных дуг. Выдвигаемые гипотезы — отсутствие поддвига на западе Алеутской дуги (Grow, Atwater, 1970), завершенность развития глубоководной впадины в этом районе (Геология СССР..., 1964) — неубедительны, так как, в частности, не объясняют вышерассмотренные особенности аномального гравитационного поля.

Именно в данном районе Алеутской тектонической системы, характеризующемся полным отсутствием островов на протяжении более 300 км, резким изменением режима вулканической деятельности и исчезновением вышеперечисленных элементов аномального гравитационного поля, сходятся продолжения подводных хребтов Бауэрс, Ширшова, Императорских гор. Подобное совпадение, конечно, не случайно, и своеобразие запада Алеутской тектонической системы, вероятно, во многом обусловлено сопряженным развитием ее с одной, по крайней мере, из этих морфоструктур. Существенное значение в этом районе могло иметь активное надвижение масс в юго-восточном направлении, субперпендикулярном островной дуге.

В отличие от вышерассмотренных примеров в гравитационном поле центральной части тектонической системы Рюкю не выделяются элементы, соответствующие внутренней и внешней дугам, причем внутренняя не выражена здесь и морфологически, что наводит на мысль о принципиально ином пути развития этой системы.

Кроме того, исходя из вышеприведенных материалов, можно предположить, что направленность развития отдельных палеоокеанических тектонических систем может принципиально отличаться, чем и объясняется наличие различных гипотез на генезис и механизм формирования основных морфоструктур в их пределах. Выполненный анализ не претендует на полное решение затронутых вопросов, нашей целью было выяснение некоторых особенностей строения и развития палеоокеанических систем, что в совокупности с другими данными позволит впол-

ную подойти к решению важнейшей проблемы, касающейся направленности развития земной коры в рассматриваемом регионе.

Дальнейшие работы необходимо осуществлять в двух основных направлениях.

Первое — анализ всех имеющихся геолого-геофизических материалов для однозначного решения вопроса о наличии палеоаналогов глубоководных желобов в различных районах суши (восточная Камчатка, Хоккайдо, Тайвань, юго-западная Япония) и, при положительном ответе, выяснение особенностей их строения и развития.

Второе — всестороннее изучение морскими геолого-геофизическими исследованиями вышерассмотренных районов, принципиально отличающихся от других, а также зон сочленения периферических тектонических систем между собой и с другими морфоструктурными элементами (особенно поперечного характера), так как именно в их пределах содержится наиболее полная информация об особенностях строения и развития каждого из сочленяющихся элементов. Первоначально эти районы целесообразно изучить по густой, в соответствии с конкретными условиями, сети наблюдений облегченным комплексом морских геофизических исследований. Полученные материалы позволят оперативно и правильно определить полигоны и задачи различных экспериментов, направленных на изучение характера сочленения различных морфо-тектонических элементов, особенностей изменения мощностей и состава отдельных слоев и т. д., т. е. вопросов, без решения которых невозможно выработать всесторонне обоснованную теорию механизма формирования периферических тектонических систем. При проведении экспериментов будут использованы все современные возможности морских геолого-геофизических исследований, включая глубоководное бурение.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П. Тектонические зоны Камчатки. — *Геол. и геофиз.*, 1972, № 4.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. — *Сов. геол.*, 1960, № 10.
- Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
- Геология СССР. Т. 31, ч. 1. М., «Недра», 1964.
- Егiazаров Б. X. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л., «Недра», 1969.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана, по данным глубинного сейсмического зондирования. — *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.*, 1963, № 1.
- Меланхолина Е. М. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М., «Наука», 1973.
- Павлов Ю. А., Сычев П. М. Гравитационные аномалии островной дуги Рюкю (Нансей) и прилегающей акватории. — *Геол. и геофиз.*, 1975, № 1.
- Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. — АДД. Новосибирск, 1974.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1 : 10 000 000. Ред. Пущаровский Ю. М., Удинцев Г. Б. М., из ГУГК, 1970.
- Tomoda Y. Free air and Bouguer gravity anomalies in and around Japan. University of Tokyo Press., 1973.
- Grow J., Atwater T. Mid-Tertiary Tectonic Transition in the Aleutian Arc. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1970, v. 81, № 18.

## СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ОСТРОВНЫХ СИСТЕМ КУРИЛЬСКОЙ И РЮКЮ

*Е. В. Кочергин, А. В. Кочергин, П. М. Кирьянова*

Метод статистического анализа в магнитометрии получил развитие в основном за последние 10—15 лет. С его помощью можно выявить и оценить главные закономерности распределения аномального магнитного поля и получить объективную обобщенную информацию о строении магнитоактивной оболочки коры и верхней мантии Земли (Луговенко, 1966, 1973, 1974; Крутиховская, Пашкевич, 1974; и др.). Он позволяет более четко районировать поле не по качественным описательным критериям, а на основе строгих количественных характеристик.

Для геологической интерпретации магнитометрических данных, как правило, анализируются автокорреляционная функция, математическое ожидание, третий и четвертый статистические моменты, плотность функции и энергетический спектр. Первые четыре параметра аномального магнитного поля, как показала практика, составляют достаточный минимум для анализа и оценки характера аномального магнитного поля и его источников, лежащих в верхних горизонтах Земли. Этот метод более объективен и рационален для решения задач количественной интерпретации, так как при любом наборе приемов интерпретации конечным результатом для геологического истолкования природы региональных магнитных аномалий служат среднестатистические характеристики разреза в целом.

Автокорреляционная функция  $R$  вычисляется по формуле

$$R = \frac{1}{L-\tau} \int_0^{L-\tau} T(x) \cdot T(x+\tau) dx$$

для центрированных значений  $\Delta T$ , заданных по профилю через 1 км.

Такой шаг выборки позволяет охарактеризовать практически весь спектр магнитных аномалий, отмеченных в области исследований. При расчетах соблюдены принципы соразмерности, протяженности профилей и поперечных параметров геологических структур, а также однородности магнитометрического материала. Величина смещения по профилям не превышает, как правило, 25—40% длины реализации. Все это позволило свести погрешности определения статистических характеристик до минимума (Луговенко, 1974).

Известно, что корреляционная функция отражает спектральные свойства аномального магнитного поля и в большей мере степень изменчивости магнитных аномалий. Ее особенности (рис. 1) позволяют количественно оценить параметрические характеристики магнитовозмущающих объектов.

Так, радиус корреляции  $r_{0,3}$  (при котором практически теряется статистическая связь аномалий) и радиус нулевой корреляции  $r_0$  характеризуют горизонтальную мощность тел и расстояние между ними, они

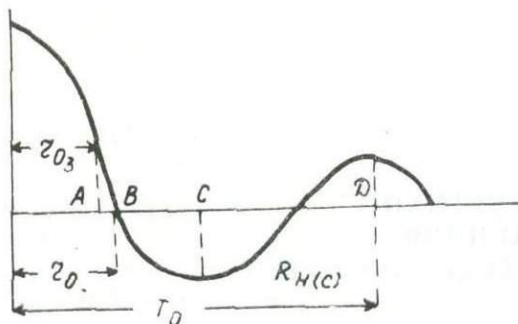


Рис. 1. Параметры автокорреляционной функции.

связаны с глубинами источников возбуждения, свидетельствуют о наличии в земной коре региональных магнитных неоднородностей (Луговенко, 1973; Пашкевич, Соловьев, 1974). Величина радиусов прямо пропорционально зависит от глубины нахождения магнитовозмущающих объектов. Величины  $R_{H}(c)$  и  $T_0$  обусловлены средним расстоянием между источниками и его соотношением с глубиной залегания аномалобразующих тел.

Дисперсия поля ( $D=R_0$ ) характеризует среднюю аномальность поля, т. е. определяется амплитудой аномалий, и связана как с глубиной расположения магнитовозмущающих объектов, так и со степенью их намагниченности. Однако степень намагниченности выражается этой величиной определенно при фиксированном  $h$ .

Математическое ожидание ( $M$ ) дает критерий надежности выделения нормального поля, т. е. определяет степень достоверности составленных карт аномального магнитного поля.

Некоторые исследователи (Карасик и др., 1971; Пашкевич, Соловьев, 1974), критически анализируя статистические методы обработки магнитометрических данных, отмечают, что наиболее эффективны они при выявлении общих свойств аномального магнитного поля в связи с особенностями строения земной коры, при районировании и делении поля на классы. Что же касается определения глубин залегания магнитовозмущающих источников, то здесь он перед другими методами особых преимуществ не имеет, более того, пренебрежение рядом вышеизложенных требований к методу может привести к заведомо ложным представлениям о параметрах магнитных неоднородностей.

Метод достаточно эффективен для исследования аномального магнитного поля акваторий (Розе, Эфедиева, 1968; Агапова и др., 1966; Круглякова и др., 1976). Однако это не исключает использования других методов, а является одним из подходов к интерпретации аномального магнитного поля (Мирлин и др., 1975).

В данной работе исследуются статистические характеристики аномального магнитного поля Курильской и Рюкю островных систем и дается их геологическая интерпретация.

В пределах Курильской островной системы (рис. 2) аномальное магнитное поле Курильской котловины неоднородно как по дисперсии, варьирующей в интервале  $4 \cdot 10^3 \div 37 \cdot 10^3$ , так и по частичному составу. На северных профилях отмечается более быстрое затухание автокорреляционной функции, что обусловлено большей изменчивостью аномального магнитного поля. Частотный состав функции здесь также сложнее. Вероятно, это в какой-то мере связано с тем, что котловина к северу как бы вырождается и на характер автокорреляционной функции значительное влияние оказывают структуры обрамления котловины. С другой стороны, мы можем с достаточной степенью достоверности говорить о зональной гетерогенности котловины, и в частности об

отличии ее южной части от центральной и северной. Такое структурное дифференцирование в аномальном магнитном поле могло возникнуть в результате вторичных процессов в земной коре и верхней мантии региона. В целом же, безусловно, структуры котловины единого и притом глубинного генезиса, о чем свидетельствует стабильное математическое сжидание на профилях, которое достаточно выдержано по величине и знаку в пределах котловины (рис. 2).

В пределах Курильской котловины распределение магнитоактивных тел, их параметры и взаимоотношения в пространстве неодинаковы по всей площади. По характерным признакам автокорреляционной функции ее можно разделить на три части: северную — с наименьшими значениями радиуса нулевой корреляции ( $r_0=13,20$ ), с наличием немногих, но достаточно выдержанных периодичностей, имеющих отчасти ритмический характер; центральную — характеризующуюся аналогичным радиусом корреляции, но с большим радиусом нулевой корреляции ( $r_0=64$ ) и с более сложным частотным составом, и южную, где  $r_{0,3}$  и  $r_0$  имеют максимальные значения при практическом отсутствии промежуточных периодичностей и максимальном значении математического ожидания.

Восточнее Большой Курильской гряды аномальное магнитное поле существенно неоднородно (рис. 2). Оно изменчиво по всем компонентам автокорреляционной функции на всех профилях. Исключение составляют лишь два южных галса, где значения  $r_{0,3}$ ,  $r_0$  и  $T_0$  достаточно близки по величине. Основная причина столь контрастной дифференцированности характеристик автокорреляционной функции несомненно заключается в нестационарности аномального поля по всей длине профиля. Разделение профилей осью желоба на две реализации, соответствующие двум главным магнитным провинциям Восточно-Курильских и океанических аномалий, показало общую стационарность поля по генеральным простираниям структур системы.

Аномальное магнитное поле Восточно-Курильской зоны достаточно однородно по дисперсии, величина которой варьирует от  $13 \times 10^3$  до  $35 \times 10^3 \gamma^2$  при модальном значении  $=26 \times 10^3 \gamma^2$ , что несколько ниже значения для континентальной части СССР, где оно равно  $34 \times 10^3 \gamma^2$  (Луговенко, 1974).

Математическое ожидание имеет положительный знак и достигает максимального значения у северной оконечности о-ва Итуруп (+337).

Среднее фоновое  $\frac{1}{n} \sum_{i=0}^n M_i$  значение напряженности поля Восточно-Курильской региональности магнитной аномалии составляет  $230\gamma$  (без учета северного профиля, расположенного в нехарактерной области).

По изменению частотных параметров автокорреляционной функции зона Восточно-Курильских региональных аномалий делится на ряд подзон. Так, самый северный профиль пересекает южную оконечность первой из них (рис. 2). Для нее характерны малые значения  $r_{0,3}$  и  $r_0$  и наличие достаточно хорошей ритмичности корреляции. Следующая зона пересекается двумя профилями и расположена к востоку от о-ва Уруп и прол. Буссоль. Автокорреляционная функция здесь более сложна. Отмечаются слабо выраженные периодичности различного порядка. При незначительном возрастании  $r_{0,3}$ ,  $r_0$  возросло ощутимо. Южнее выделяется зона с хорошо стабилизированными параметрами автокорреляционной функции, которая простирается от северной оконечности о-ва Уруп до южной оконечности о-ва Итуруп. Ей присущи наиболее высокие значения дисперсии, математического ожидания и радиуса нулевой корреляции ( $59+80$  км). Южнее величины  $r_{0,3}$  и  $r_0$  уменьшаются в несколько раз до значений соответственно  $12-23$  км и  $19-28$  км.

Таким образом, выделенные по статистическим характеристикам однородные в магнитном отношении зоны, по-видимому, отвечают тектоническим блокам или глыбам второго порядка Курильской антиклинальной области, границами которых являются разломы, ориентированные поперечно к простиранию системы.

В пределах океанического ложа и краевого вала Зенкевича в аномальном магнитном поле отмечаются неоднородности как по дисперсному, так и частотному составу. Однако в целом характер поля здесь выдержан более строго. В большей мере это касается юго-восточной области съемки, где отмечается хорошая ритмичная корреляция аномалий с периодом 45+60 км.

Аномальное магнитное поле северо-восточной области съемки построено более сложно. Из графиков автокорреляционной функции видно, что поле здесь достаточно разнородно на всех профилях: при существовании вышеотмеченных «скрытых» периодичностей явно проявляются периодичности второго порядка и варьирует дисперсия.

Лучшим образом коррелируется поле на двух северных профилях, третий лежит в области смежной с центральной зоной Восточно-Курильской региональной аномалии и обладает сходными характеристиками поля. Это может свидетельствовать о генетической общности этих областей.

Практически не проявляется в пределах вала Зенкевича нарушение, отмеченное по статистическим характеристикам юго-восточнее пролива Екатерина. Причина этого, видимо, кроется в том, что нарушение в пределах океанического вала выражается в смещении аномалий по простиранию вдоль линии разлома, при котором характеристики поля по обе стороны этой линии сохраняются.

Поле островной системы Рюкю (рис. 3) по своим статистическим свойствам в целом имеет региональное сходство с полем Курильской островной системы. Однако существуют характерные отличия, обусловленные своеобразностью геологического строения регионов.

Отличительной чертой аномального магнитного поля островной системы Рюкю является относительно малая величина дисперсии (аномальности), которая практически на порядок ниже, чем у поля Курильской островной системы. Обусловлено это в первую очередь тем, что верхние горизонты региона сложены немагнитной толщей преимущественно карбонатных пород, которые слабо насыщены магнитными образованиями, а также объясняется «широтным эффектом», согласно которому  $I_n$  зависит от  $T = \frac{M}{r^3} \times (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{1/2}$ , где  $M$  — магнитный момент Земли,  $r$  — радиус Земли,  $\varphi$  — географическая широта (Мирлин и др., 1975).

Для южной части котловины Окинава характерны слабое затухание автокорреляционной функции и практическое отсутствие периодичностей второго порядка. Относительно высокая дисперсность поля вызвана тем, что профили, пересекающие котловину, охватывают и ее северо-западное обрамление — Тайвано-Синцзинскую складчатую зону. Отмечается анизотропность поля по частотному составу вдоль простирания котловины. Наиболее осязаемая смена параметрических характеристик автокорреляционной функции происходит западнее о-ва Амамосима. Это подтверждается наличием здесь тектонической линии, ориентированной поперечно к островной дуге, которая в статистических характеристиках поля прослеживается также и с внешней стороны дуги, простираясь за пределы желоба и проявляясь там в смене частотного состава автокорреляционной функции. Так, на пр. 5 и 7 отмечаются скрытые периодичности, южнее они отсутствуют. При этом для профилей 5 и 7 характерны не только стационарность поля по простиранию

дуги, но и симметричность статистических свойств поля относительно желоба.

Впадина Мияко (южный профиль ДЕ) характеризуется достаточной уверенной симметричностью статистических свойств по обе стороны желоба. Отмечается хорошо выраженная скрытая периодичность с длиной волны (45—55 км), несколько превышающей характерную для океанического ложа длину волны аномального магнитного поля. Математическое ожидание имеет отрицательный знак. Совокупность сходных свойств формально с определенной степенью достоверности может свидетельствовать о генетическом единстве впадины и котловины.

Во впадине Сикоку (ее океанической части) автокорреляционная функция принимает синусоидальный, знакопеременный вид с периодом 35—40 км, в котором отражается строгая структура линейных «классических» океанических аномалий.

Статистические параметры аномального магнитного поля Тихоокеанского склона Японской островной дуги и внешнего склона дуги Рюкю аналогичны.

Таким образом, анализ статистических свойств островных систем Курильской и Рюкю, помимо количественной оценки характера аномального магнитного региона, позволил установить и подтвердить ряд закономерностей, свойственных исследуемым геологическим объектам.

Основные структурные элементы ориентированы по простиранию систем в целом. Однако в статистических характеристиках совершенно определенно проявилась неоднородность генеральных структур по простиранию, которая свидетельствует об их магнитной гетерогенности. Границами этих неоднородностей служат тектонические линии типа трансформных разломов, ориентированные почти ортогонально к простиранию дуги. Причем эти линии проявляются зачастую как в пределах самой островной системы, так и в смежных регионах.

Ортогональные нарушения более контрастно выражены в пределах островной дуги Рюкю. Здесь по своим магнитным параметрам они приближаются к продольным линиям островной системы. Симметричность статистических параметров северной половины антиклинали Рюкю и смежных регионов за пределами желоба (плато Амами, массив Бородино) говорит о возможной общности их геологической природы.

Таким образом, наблюдается как бы структурная двуплавность Курильской и Рюкю островных систем, в которой более контрастными и определяющими являются продольные тектонические линии и, вторичные по параметрам, но, возможно, первичные по происхождению, ортогональные.

Характерным для островных систем является повышенный (иногда высокий) региональный магнитный фон их внешнего склона. Для Курильской островной системы его величина изменяется в пределах  $69 \div 337$  гамм, для Рюкю —  $42 \div 60$  гамм. Несмотря на то что порядок величин напряженности их различен, природа региональных аномальных зон, вероятнее всего, одинакова. Следует учесть, что это соотношение соответствует соотношению среднестатистической аномальности исследуемых систем.

Существенным для этих зон является различие в геометрии автокорреляционных функций: для Курильской системы она представлена длиннопериодной, многоэтажной кривой ( $r_0 = 17 + 80$  км), для Рюкю — простой, неосложненной и относительно короткопериодной ( $r = 17 + 36$  км). По-видимому, это связано с пространственным положением магнитовозмущающих объектов, формирующих региональный фон этой зоны. Определенное влияние может оказывать и соотношение их поперечных размеров. Но так как поперечные размеры этих зон одного порядка, то определяющей является первая причина. Следовательно, мож



но утверждать, что магнитные массы Восточно-Курильской региональной аномалии не только более магнитные, но имеют и большую мощность и большую глубину проникновения в литосферу.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Агапова Г. В., Гайнанов А. Г., Калинина Е. П., Строев П. А. Опыт статистического описания морских геофизических профилей. — Морская геология и геофизика. Т. 4. Рига, «Знание», 1966.
- Карасик Л. М., Литвинов Э. М., Сергеев Р. И. Гидромагнитная съемка в восточной части Норвежского моря. — Геофизич. методы разведки в Арктике. Л., 1971, № 6.
- Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Магнитное поле и строение земной коры древних плит. — Геофиз. сб. № 62. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Кругляков А. А., Розе Е. Н., Чесноков Л. В. Статистическая модель аномального геомагнитного поля акваторий Индийского океана. — Океанология. Т. 16, 1976, в. 3.
- Луговенко В. Н. Исследование морфологии геомагнитного поля с помощью автокорреляционного метода. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1966, № 5.
- Луговенко В. Н. Карты статистических параметров аномального магнитного поля территории СССР. — Строение земной коры и верхней мантии океанов. М., «Наука», 1973.
- Луговенко В. Н. Статистический анализ аномального магнитного поля. М., «Наука», 1974.
- Мирлин Е. Г., Назарова Е. А., Печерский Д. М. Связь характеристик магнитных аномалий с магнитными свойствами базальтов Сев. Атлантики. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975, № 9.
- Пашкевич И. К., Соловьев В. Ф. О связи статистических характеристик магнитного поля с параметрами источников аномалий. — Геофиз. сб. № 62. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Розе Е. Н. О применении статистических методов к определению глубины источников магнитных аномалий. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1968, № 4.
- Розе Е. Н., Эфедиева М. А. Некоторые статистические характеристики аномального магнитного поля в океанах. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1968, № 4.

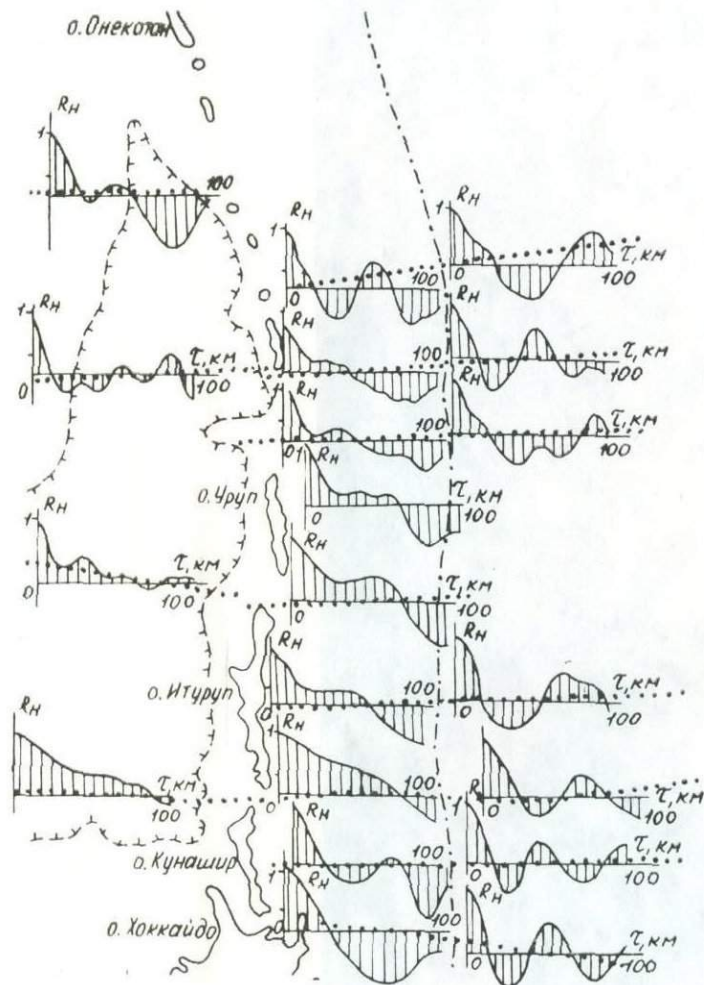
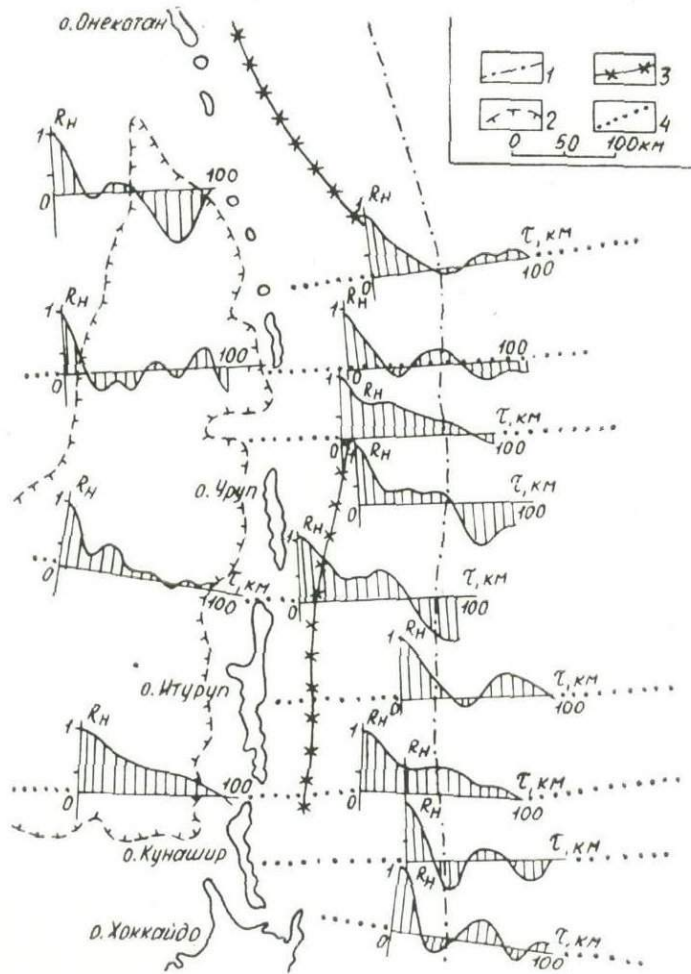


Рис. 2. Статистические характеристики аномального магнитного поля Курильской островной системы: 1 — ось Курильского жёлоба, 2 — ось хребта Витязя, 3 — контуры Курильской котловины, 4 — местоположение профилей (справа профили внешней зоны разделены на две реализации осевой линией жёлоба).

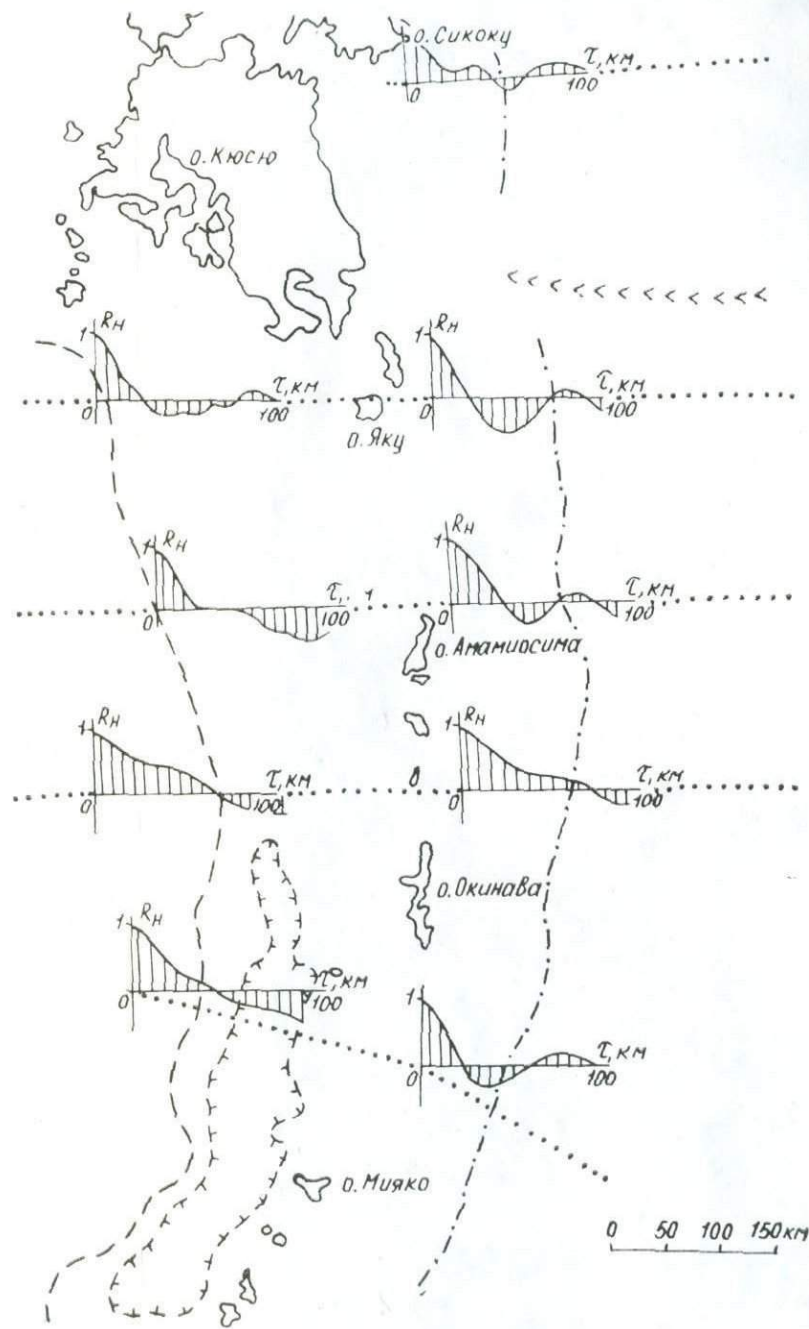
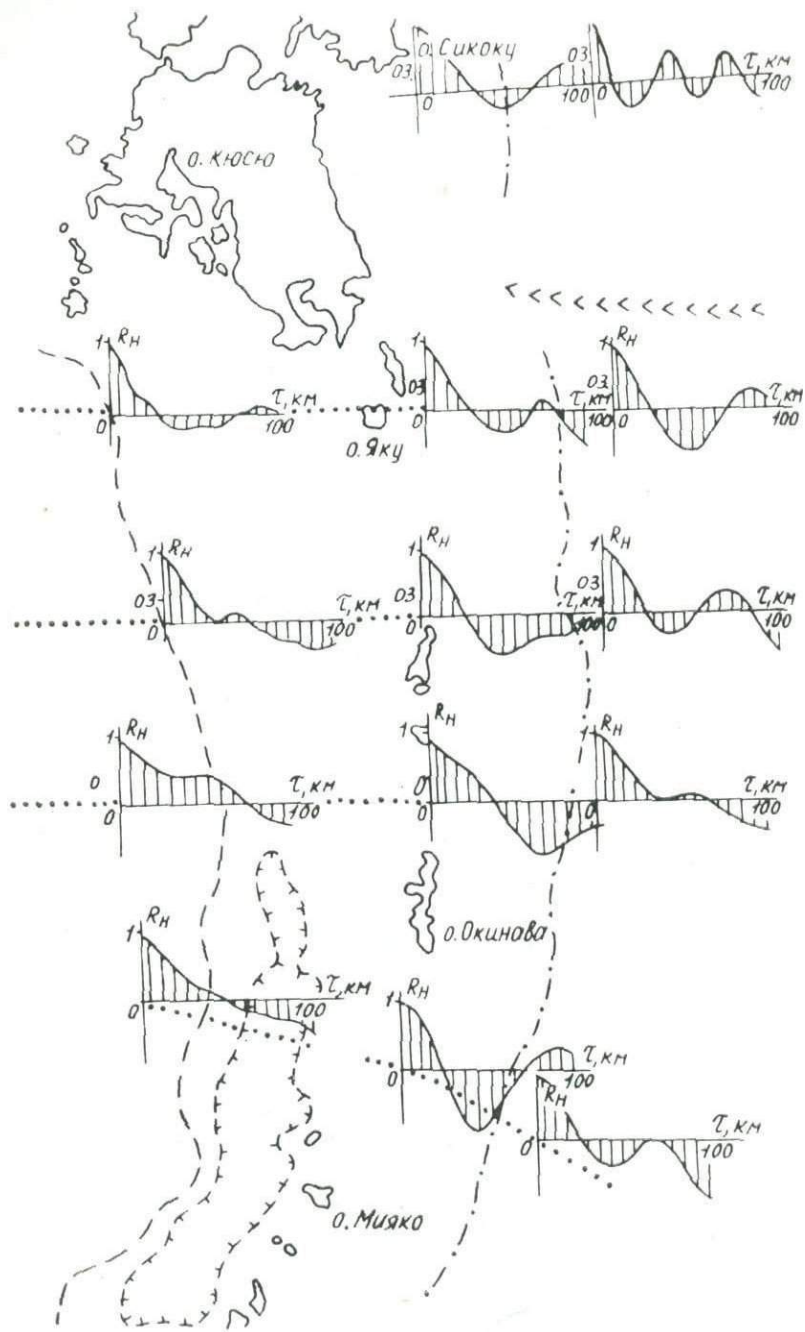


Рис. 3. Статистические характеристики аномального магнитного поля островной системы Рюкю: 1 — ось желоба Нансей, 2 — ось хребта Кюсю-Палау, 3 — контуры котловины Окинава, 4 — местоположение профилей (справа профили внешней зоны разделены на две реализации осевой линии желоба). См. обозначения рис. 2.

## МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД ВЕРХНЕЙ ТОЛЩИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОСТРОВНЫХ СИСТЕМ КУРИЛЬСКОЙ И РЮКЮ

*Е. В. Кочергин*

В последнее время получена значительная информация о строении и составе верхних горизонтов земной коры на северо-западных акваториях Тихого океана (Васильев, 1974а, б; Остапенко и др., 1976; Поспелова и др., 1976; и др.). Прямые геологические методы исследований дали в первом приближении представление о региональном геологическом строении подводных структур островных систем и смежных тектонических областей.

К сожалению, образцы донных осадков и коренных пород, поднятых со дна моря, как правило, подвергаются лишь петрографическому и силикатному анализу. Сведения о физических свойствах пород, в частности магнитных, в печати отсутствуют. Все это существенно затрудняет интерпретацию магнитных аномалий на акваториях.

Нами была изучена магнитная восприимчивость образцов донных осадков и горных пород, отобранных на островах Курильского архипелага и поднятых со дна акваторий, прилегающих к Курильской и Рюкю островным дугам (образцы представлены Б. Н. Пискуновым и Б. И. Васильевым).

Известно, что магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) характеризует состав и концентрацию магнетиков в породах и способность последних к намагничиванию (Михайлова и др., 1974; Лебедев и др., 1974), а намагниченность  $I_n$  характеризует температурную историю пород (Михайлова, Плошко, 1973; Михайлова и др., 1974). Однако и тот и другой показатели резко изменяются в зависимости от физического состояния горных пород и, в частности, связаны с амфиболитизацией, хлоритизацией, серпентинизацией и т. д. Таким образом, изучения даже одного параметра  $\chi$  достаточно для общерегиональной оценки распределения магнитных минералов в верхней толще земной коры и их возмущающего эффекта в геомагнитном поле.

Всего нами изучено около тысячи образцов (из них более половины приходится на поднятые со дна). Измерения проводились в лабораторных условиях на ИМВ-2. Для измерения брались образцы, представленные разностями пород, от кислых до ультраосновных. Минимальные выборки по типам пород сонзимеримы между собой и варьируют в пределах от 15 до 25, что позволяет снизить относительную погрешность определений средних значений до 20% (Михайлова и др., 1974).

Анализ показал, что Курильская островная система характеризуется изменением величины магнитной восприимчивости пород от 0 до  $1000^{\circ} \times 10^{-6}$  ед. СГС. Наибольшим спектром изменчивости  $\chi$  обладают породы Малой Курильской гряды и ее подводного продолжения, включая материковый склон вплоть до подножия желоба ( $500 \div 10\,000 \times 10^{-6}$  ед. СГС). Для Большой Курильской гряды  $\chi$  пород варьирует в пределах  $0-6000 \times 10^{-6}$  ед. СГС с перерывом в интервале от 4000 до

$5000 \times 10^{-6}$  ед. СГС. Модальное значение  $\chi$  пород Большой Курильской гряды, равное  $1310 \times 10^{-6}$  ед. СГС, практически совпадает со средней величиной магнитной восприимчивости. У Малой гряды характерная мода восприимчивости ( $\chi$ ) выше, чем у Большой ( $2250 \times 10^{-6}$  ед. СГС), но ниже среднего значения для гряды в целом ( $3450 \times 10^{-6}$  ед. СГС).

Образцы, поднятые с вала Зенкевича, практически немагнитны, несмотря на то, что среди них имеются видоизмененные базальты.

Магнитная восприимчивость  $\chi$  рыхлых осадков, поднятых прямоточными геологическими трубками на прилегающих к островной гряде акваториях, не превышают первых десятков СГС (Поспелова, Ильев, 1976). Среди изверженных образований отмечены как слабомагнитные, так и сильномагнитные разности. Интрузивные породы более магнитны, хотя спектр изменения их восприимчивости менее широк. Более высокая магнитная восприимчивость пород внешней зоны Курильской островной системы по сравнению с внутренней, по-видимому, обусловлена различной основностью пород, связанной с составом первичной магмы. Действительно, в 1966 г. Н. Куно показал, что современный вулканизм Японии с тихоокеанской стороны характеризуется толеитовой магмой, с внутренней — щелочной оливиновой, а в осевой части — базальтовой с высоким содержанием глинозема. Позднее подобное соотношение в распределении высокоглиноземистых базальтоидов было установлено Б. Н. Пискуновым (1975) и для структур Курильской гряды.

Однако выше отмечено, что для пород внешней зоны Курильской системы характерны не только более высокая величина магнитной восприимчивости, но и более широкий спектр ее варьирования. Эти обстоятельства могут в определенной мере свидетельствовать о различной геологической истории развития структур внешней и внутренней островных дуг. С одной стороны, определяющим фактором здесь может быть различие в возрасте отмеченных структур (т. е. более длительный период формирования внешней островной дуги обусловил более широкое развитие магнитных минералов вторичного происхождения), с другой — различия тектонического режима внешней и внутренней зоны.

Отсутствие сильномагнитных пород среди образцов, поднятых с океанического вала, несмотря на недостаточность материала для категорических выводов, позволяет предполагать отсутствие их и во всей верхней толще земной коры этого региона. О том же свидетельствуют количественные расчеты, выполненные по материалам гидромагнитной съемки, согласно которым магнитовозмущающие объекты океанического вала залегают в нижней толще земной коры или верхней мантии (Туезов и др., 1967; Кочергин, 1970).

Породы верхней части разреза островной системы Рюкю характеризуются слабо- и среднемагнитными свойствами. Рыхлая толща осадков практически немагнитна. Магнитная восприимчивость  $\chi$  осадочных пород в пределах первых десятков единиц варьирует ( $10 \div 50 \times 10^{-6}$  ед. СГС), локально достигая 300 ед. Имеющие здесь место магматические породы, по-видимому, могут иметь значительную величину магнитной восприимчивости, однако таких в нашей коллекции не оказалось. Максимальное значение  $\chi$ , отмеченное нами,  $1500 \times 10^{-6}$  ед. СГС.

Таким образом, верхняя толща разреза земной коры островной системы Рюкю, согласно приведенным данным, менее магнитна по сравнению с толщей Курильской островной системы. Этот факт обусловлен тем, что в первом регионе верхняя толща сложена преимущественно карбонатными породами, а во втором — терригенными со значительным процентом эффузивно-интрузивных разностей андезитового и андезитобазальтового состава.

Так как для окончательных выводов данных недостаточно, автор рассматривает приведенные результаты исследований как предварительные, которые при региональных исследованиях магнитной активности верхней толщи земной коры островных систем в целом могут являться рекогносцировочной основой.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Б. И. Новые данные о геологическом строении возвышенностей Амами и Бородино в Филиппинском море. — Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974а.
- Васильев Б. И. О геологическом строении Тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды. — ДАН СССР, 1974, т. 219, в. 6.
- Кочергин Е. В. Структура аномального магнитного поля акваторий, прилегающих к южным Курильским островам с Тихоокеанской стороны (по данным гидромагнитной съемки). — Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. (Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 24) Южно-Сахалинск, 1970.
- Лебедев Г. С., Савинко В. Ф., Индутный В. Ф. Характер изменений остаточной намагниченности пород фундамента Днепровско-Донецкой впадины в условиях высоких гидростатических давлений. — Геофиз. сб. АН СССР, в. 61. Киев, «Наукова думка», 1976.
- Михайлова Н. П., Плошко В. В. Магнитные свойства серпентинитов Северного Кавказа. — Геофиз. сб. АН УССР, в. 55. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цикора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Остапенко В. Ф., Нарыжный В. И. О палеогранитах, впервые поднятых с подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море). — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 3.
- Пискунов Б. Н. Типы высокоглиноземистых базальтоидов и их распределение в структуре Курильской гряды. — ДАН СССР, 1975, т. 220, № 5.
- Поспелова Г. А., Ильев А. Я. Кратковременные отклонения направлений геомагнитного поля по палеомагнитным данным «новейших» отложений Охотского моря. — Осадкообразование в дальневосточных морях. (Труды СахКНИИ, в. 47). Владивосток, 1976.
- Тузев И. К., Красный М. А., Павлов Ю. А., Соловьев О. Н. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — «Геотектоника», 1967, № 4.

## СВЯЗЬ МАГНИТНОГО ПОЛЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АКВАТОРИИ ОХОТСКОГО МОРЯ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

*Г. П. Федотов, Б. Г. Сапожников*

В северо-западной части Охотского моря до настоящего времени был выполнен весьма небольшой объем гидромагнитных наблюдений (Соловьев, 1963). В 1975 г. Тихоокеанская экспедиция научно-производственного объединения «Южморгео» МГ СССР провела здесь комплексные геофизические исследования по сети субширотных и субмеридиональных профилей, расстояние между которыми соответственно 25—30 и 70—80 км.

Район исследований расположен по широте между береговой линией Нижнего Приамурья и Северного Сахалина и о-вом Ионы, а по долготе между о-вом Рейнике и банкой Кашеварова. Таким образом, он включает в себя шельф Северного Сахалина и впадину Дерюгина.

В качестве регистрирующей аппаратуры при гидромагнитных исследованиях использовались квантовые буксируемые магнитометры БТМ и КМ-2М, конструкции ИЗМИРАН. Точность приборов  $\pm 3$  гаммы, диапазон измерений от  $+15\,000$  до  $70\,000$  гамм. Привязка точек геофизических наблюдений осуществлялась навигационными методами, погрешность которых составляла 1—4 км. При обработке гидромагнитных материалов вводились поправки за девиацию судна, вековой ход и суточные вариации магнитного поля. Магнитное поле приведено к эпохе 1970 г. (Долгинов, 1973), Объем гидромагнитных исследований составил 2300 пог. км, точность съемки  $\pm 30$  гамм.

При количественной интерпретации гидромагнитных материалов применялась методика аналитического продолжения в нижнее полупространство (Страхов, 1967). Расчеты проводились на ЭВМ «Минск-22» по программе Т. А. Татарниновой (Днепропетровский горный институт). Для определения параметров намагниченных тел проводились расчеты по программе «Особые точки-1» (Грознова, 1969).

Магнитные свойства пород, принимающих участие в строении исследуемого региона, экстраполировались с сопредельной суши Северного Сахалина и Приамурья. Кайнозойские осадочные образования Северного Сахалина практически не магнитны. Магнитная восприимчивость их составляет  $(10-60 \text{ ед}) \times 10^{-6}$  (в системе СГС). Повышенной восприимчивостью характеризуются интрузивные образования основного и ультраосновного состава п-ова Шмидта (2000—5000 ед). Магнитная восприимчивость интрузивных тел кислого состава, имеющих развитие в Нижнем Приамурье, не превышает 1000 ед. Широким диапазоном магнитной восприимчивости характеризуются различные эффузивные образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса — от 0—500 до 3000—5000 ед.

Анализ изменения глубин залегания верхних кромок магнитоактивных объектов свидетельствует о значительной их дифференцированности (рис. 1). Глубины изменяются от 1 до 7 км. Верхние кромки магнитоактивных объектов, вынесенные на сейсмические разрезы, тя-

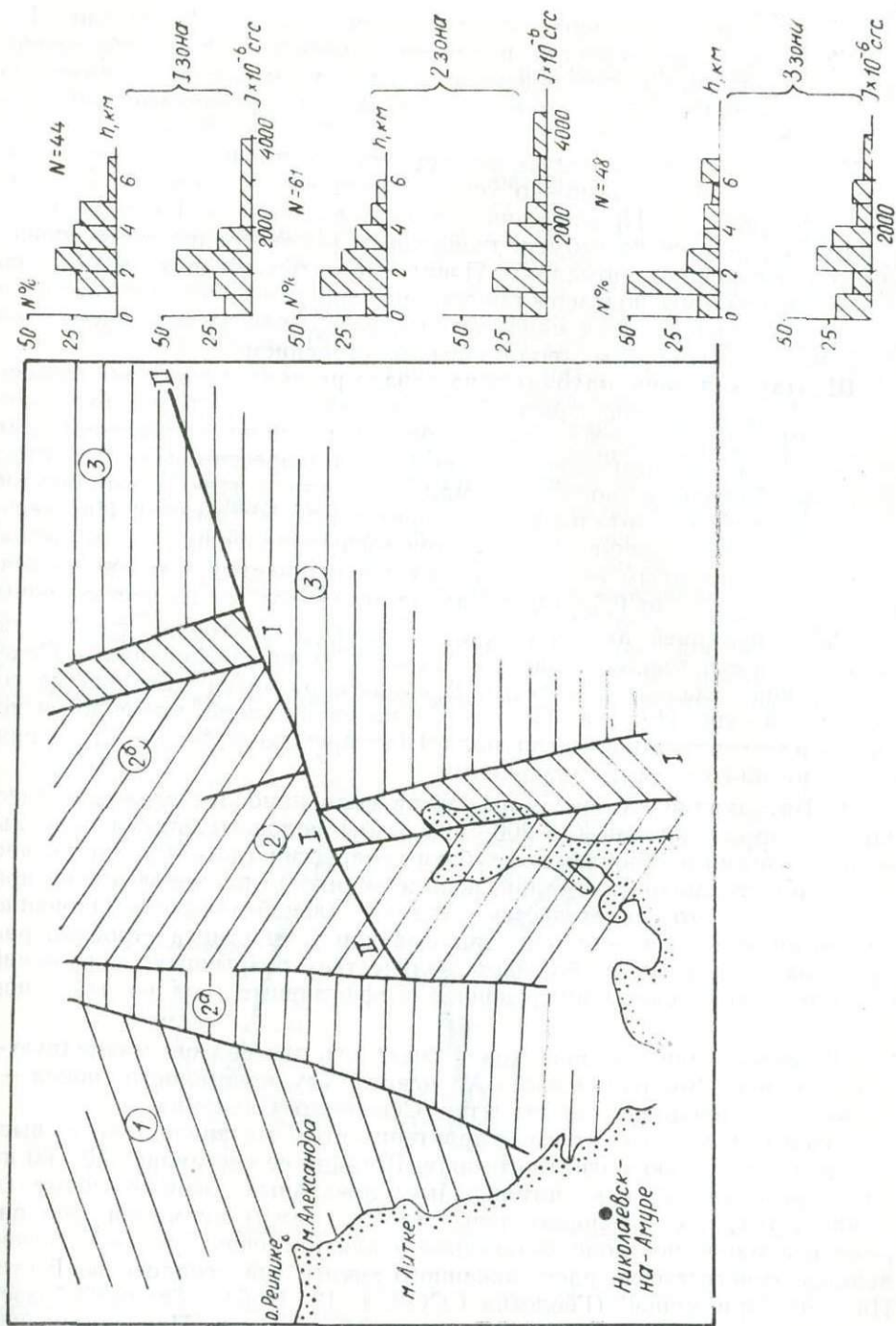


Рис. 1. Схема районирования магнитного поля  $T_a$  северо-западной части акватории Охотского моря. Зоны аномального магнитного поля: 1 — Шантарская (мезозонды Сихотэ-Алиньской складчатой области); 2 — Присахалинская (кайнозоны Сахалинской складчатой области); 2а — Западная подзона (Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканогенный пояс); 2б — Восточная подзона (структуры Северного Сахалина); 3 — Дерюгинская.

Глубинные разломы: I — Восточно-Сахалинский; II — Северо-Шмидтовский.

Справа гистограммы распределения верхних кромок магнитных тел и интенсивности намагничивания в пределах аномальных зон.

гогсеют к границе осадочный «чехол» — акустический фундамент. Таким образом, закономерности изменения магнитного поля обусловлены, в основном, распределением магнитовозмущающих объектов в толще акустического фундамента, подстилающего кайнозойский осадочный «чехол».

Магнитное поле исследуемого региона по морфологии, интенсивности и типу аномалий можно условно разделить на три аномальные зоны: Шантарскую, Присахалинскую и Дерюгинскую. Границы между ними проводятся по субмеридиональным высокоградиентным линейным положительным аномалиям. Последние интерпретируются как разломы. Эти разломы подтверждаются материалами сейсморазведки и гравиметрии. Особенности морфологии поля каждой из выделенных зон обусловлены различным геологическим строением.

**Шантарская зона** находится на западе региона и с востока ограничена высокоградиентной линейной положительной аномалией интенсивностью 100—250 гамм. Зона характеризуется в целом отрицательными значениями магнитного поля. На фоне общей депрессии выделяется ряд аномалий, близких в своей экстремальной части к нулю, с амплитудой до 300 гамм и горизонтальными градиентами до 50 гамм/км. Интенсивность аномалий увеличивается в восточном направлении. В этом же направлении, по данным сейсморазведки, увеличивается и мощность осадочного «чехла» — от 0,5—1,0 на западе до 2,5—3,0 км на востоке зоны.

Экстраполяцией акустического фундамента в сторону суши устанавливается его тождественность с мезозойскими образованиями Сихотэ-Алинской складчатой области. В области развития мезозойид на сопредельной суше Нижнего Приамурья магнитное поле, морфология которого идентична морфологии поля Шантарского района, характеризуется отрицательными значениями.

В **Присахалинской зоне** морфология поля наиболее сложная. Здесь наряду с интенсивными (до 200—400 гамм) положительными линейными аномалиями наблюдаются глубокие депрессии (до —400 гамм), частая сменность знаков аномалий, невыдержанность размеров, смена простираций. Все это свидетельствует о значительной дифференцированности магнитных свойств пород, принимающих участие в строении рассматриваемого участка, большом количестве разрывных нарушений, к которым приурочены интрузивные и эффузивные тела разной основности.

В Присахалинской зоне можно выделить две подзоны: западную — продолжение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса — и восточную — продолжение структур Северного Сахалина.

Западная подзона характеризуется мозаичностью и высокой интенсивностью магнитного поля. Ширина ее составляет 40—60 км. Здесь выделяются как интенсивные локальные отрицательные (до —300 гамм), так и положительные (до 200 гамм) аномалии. Знакопеременное магнитное поле характерно и для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, расположенного южнее на сопредельной суше Нижнего Приамурья (Геология СССР, т. 19, 1966). Таким образом, можно предположить, что вдоль западной границы Присахалинского района прослеживается Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс шириной 40—60 км. Непосредственно западной границей Присахалинской зоны является положительная (100—250 гамм) линейная аномалия контролирующая разлом. Отсутствие фактического материала по сопредельной суше не позволяет однозначно сопоставить его с каким-либо из известных глубинных разломов Нижнего Приамурья, но можно утверждать, что он совпадает с западной границей Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и пространственно тяготеет к границе областей мезозойской и кайнозойской складчатости (Красный, 1966).

Верхние кромки магнитоактивных тел в западной подзоне располагаются на глубине 2—4 км, а мощность осадочного «чехла», по данным сейсморазведки, составляет 2—3 км. Эти данные позволяют отождествить акустический фундамент с эффузивными образованиями вулканического пояса. Значительное погружение фундамента в миоцен-плиоценовое время предположительно свидетельствует о верхнемеловом-палеогеновом возрасте эффузивных образований.

Восточная подзона с востока ограничена высокоградиентной линейной аномалией интенсивностью до 500—1200 гамм. Эта интенсивная линейная аномалия контролирует Восточно-Сахалинский глубинный разлом, который отчетливо выделяется по геологическим данным на п-ове Шмидта и южном акваториальном участке (Геология СССР, т. 30, 1970; Разницын, 1975; Рождественский, 1975). По гидромагнитным, сейсмическим и гравиметрическим материалам на расстоянии 30—40 км к северу от п-ова Шмидта впервые выделено нарушение субширотного простирания, названное Северо-Шмидтовским. По этому нарушению устанавливается правостороннее смещение на 80—90 км Восточно-Сахалинского глубинного разлома. Ранее по аэромагнитным данным (Соловьев, 1963) предполагалось многозвенное строение Восточно-Сахалинского разлома, зафиксированного южнее исследуемого региона, со смещением каждого северного звена в восточном направлении. Проведенные гидромагнитные исследования подтверждают эту гипотезу: как северному, так и южному звену Восточно-Сахалинского разлома соответствуют интенсивные линейно-вытянутые аномалии (рис. 1, 2), одинаковые глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел (около 1,5 км) и один и тот же порядок их намагничивания.

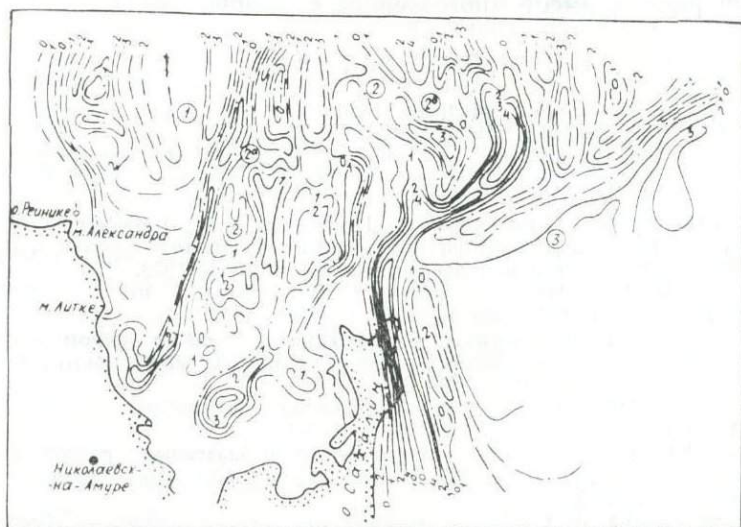


Рис. 2. Магнитное поле  $T_a$  северо-западной части акватории Охотского моря (изодинамы в миллиэстедгах). Цифры в кружках обозначают зоны аномального магнитного поля (см. обозначения рис. 1).

Восточная подзона в целом характеризуется глубокой депрессией магнитного поля (до 350 гамм), на фоне которой выделяется ряд обособленных отрицательных и положительных протяженных аномалий северо-западного и северо-восточного простираний. При приближении к Восточно-Сахалинскому разлому магнитное поле становится более сложным, что свидетельствует о блоковом строении фундамента и осложненности его многочисленными разрывными нарушениями, сопряженными с Восточно-Сахалинским глубинным разломом.

**Дерюгинская зона**, расположенная на востоке исследуемого региона, с запада ограничена Восточно-Сахалинским глубинным разломом. В пределах Дерюгинской зоны находится северное замыкание одноименной глубоководной впадины. Магнитное поле Дерюгинской зоны характеризуется отрицательными значениями (до  $-400$  гамм). На востоке зоны выделяется положительная, вытянутая в северо-восточном направлении, аномалия с амплитудой  $350$  гамм и горизонтальным градиентом  $10-12$  гамм/км.

Глубина залегания верхних кромок магнитоактивных тел, изменяющаяся в широких пределах (от  $1$  до  $7$  км), свидетельствует о блоковом строении акустического фундамента.

### Выводы

1. Анализ морфологии аномального магнитного поля и глубин залегания верхних кромок магнитоактивных тел свидетельствует о сложном геологическом строении района, о проявлении различного типа магматизма и разновозрастной складчатости.

2. Закономерности изменения аномального магнитного поля обусловлены наличием магнитоактивных образований в толще акустического фундамента, подстилающего кайнозойский осадочный «чехол».

3. По характеру магнитного поля и глубине залегания акустического фундамента выделена граница областей мезозойской и кайнозойской складчатости, а также установлено развитие Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

4. Прослеженный в северном направлении Восточно-Сахалинский глубинный разлом имеет многозвенное строение.

### ЛИТЕРАТУРА

- Геология СССР. Т. 19. М., «Недра», 1965.  
Геология СССР. Т. 30. М., «Недра», 1970.  
Грознова А. А., Трошков Г. А. Типовая программа для определения параметров намагниченных тел на ЭВМ «Минск-22». (Особые точки-1), Лен. отд. ВИРГ, 1969.  
Долгинов Ш. М., Журавлева Н. А., Пушкин А. Н., Тюрмина Л. О., Черевко Т. Н., и др. Аналитическая модель геомагнитной съемки с ИСЗ «Космос-321» — «Геомагнетизм и аэрономия», т. 13, № 1, 1973.  
Красный Л. И. Геологическое строение Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.  
Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Глубинное строение переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. — «Сов. геол.», 1963, № 3.  
Страхов В. Н. Об аналитическом продолжении двухмерных полей. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1967, № 6.  
Разницын Ю. Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан). — «Геотектоника», 1975, № 2.  
Рождественский В. С. Сдвиги северо-восточного Сахалина. — «Геотектоника», 1975, № 2.

## ИЗ ОПЫТА ГРАВИМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ВУЛКАНАХ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

*С. С. Снеговской, М. Л. Красный*

Геофизические исследования в областях развития современных вулканов весьма своеобразны как с точки зрения методики и техники их проведения, так и возможностей их применения для решения геологических задач. Поэтому экспериментальные наблюдения, выполненные СахКНИИ на действующих вулканах Курильской островной гряды в 1964 г., представляют определенный интерес, несмотря на их сравнительно небольшой объем и имеющийся некоторый опыт подобных зарубежных и отечественных исследований.

Целью исследований являлось изучение структурных особенностей вулканических построек и глубинных аппаратов, а также выяснение некоторых физических характеристик режима и механизма их деятельности. Первая задача не выходила за рамки обычной структурной геофизики и требовала изучения распределения аномальных полей на площади исследуемого района, вторая предполагала обнаружение пространственно-временных изменений этих аномалий и организацию длительных режимных наблюдений, которые могли выявить связи между вариациями гравимагнитных полей и состоянием вулканических очагов.

Гравимагнитные наблюдения (гравиметром ГАК-ПТ и магнитометром М-2) были проведены в районе вулкана Эбеко (о-в Парамушир) на площади около 120 км<sup>2</sup> (рис. 1). На вулканах Эбеко, Чикурачки (о-в Парамушир) и Головинна (о-в Кунашир) была создана сеть пунктов, закрепленных на местности в виде бетонированных или деревянных реперов, на которых были выполнены измерения относительных приращений значений геомагнитного и гравитационного полей (рис. 2а, б).

Между пунктами режимных наблюдений вулкана Эбеко выполнены также нивелировочные измерения.

Опыт зарубежных исследований показал, что амплитудные изменения в гравимагнитном поле вулканов (до и во время извержения) составляют всего лишь десятки гамм и десятые доли миллигал (Уокоуата, 1956; Уокоуата, Тајима, 1957). Поэтому для достижения повышенной точности режимных наблюдений, особенно гравиметрических, потребовалось внести некоторые усовершенствования в методику обработки данных (Снеговской, 1972).

Маршрутные наблюдения в районе вулкана Эбеко позволили выполнить построения схематических гравиметрических карт. Плотность промежуточного слоя при вычислении аномалий Буге определялась по зависимости величины аномалий Фая от высоты пунктов наблюдений и была принята равной 2,40 г/см<sup>3</sup>. Определения плотности лабораторным способом на образцах горных пород показали следующие осредненные значения: для четвертичных лав — 2,53, для третичного фундамента — 1,99, для гидротермально измененных и пирокластиче-

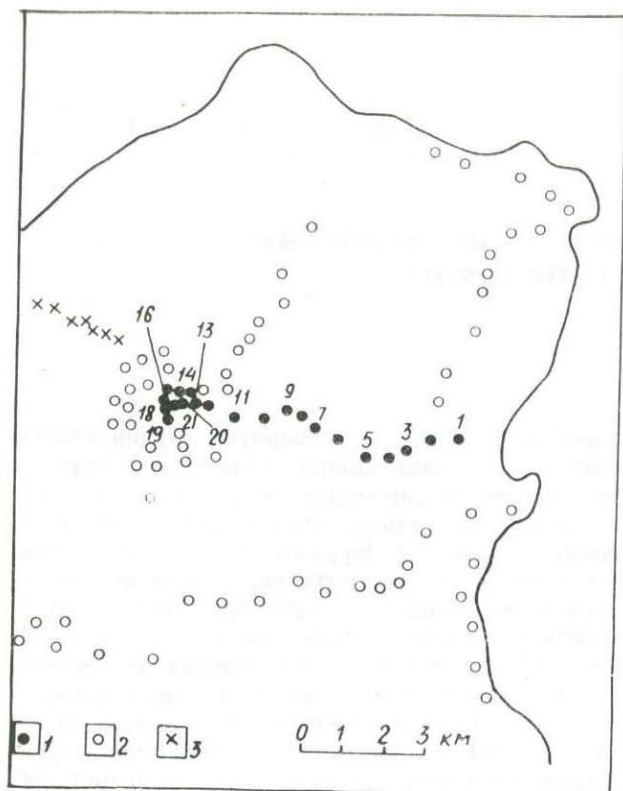


Рис. 1. Схема расположения пунктов гравимагнитных наблюдений в районе вулкана Эбеко. 1 — пункты режимных наблюдений и их номера (пункты 13—19 расположены вокруг кальдеры вулкана). 2 — пункты маршрутных наблюдений, 3 — пункты предшествующих наблюдений, включенные в общую обработку материалов.

ских пород —  $1,78 \text{ г/см}^3$ . Для сравнения приводим данные С. С. Сиво-железова, полученные в 1961 г. в этом районе, соответственно равные  $2,70$ ;  $1,95$  и  $1,65 \text{ г/см}^3$  (Бернштейн и др., 1966).

Исходя из соотношений эффективной плотности всего вулканического сооружения и указанных величин плотности лав и пироклаستيку (вместе с гидротермально измененными породами), можно определить, что пирокластика занимает около 30% общего объема вулканической постройки.

По своей магнитной восприимчивости породы, распространенные на площади вулкана Эбеко, можно подразделить на те же группы, которые выделяются в плотностном отношении. В первой группе наблюдаются интенсивные вариации восприимчивости от  $2500 \cdot 10^{-6}$  до  $15000 \cdot 10^{-6}$  СГС, во второй значения колеблются в пределах  $(200-500) \cdot 10^{-6}$ , породы третьей группы практически немагнитны (менее  $50 \cdot 10^{-6}$  СГС).

Распределение вертикальной составляющей магнитного поля по маршрутам наблюдений показывает резкую дифференцированность ее значений. Горизонтальный градиент на участках распространения лавовых пород достигает 4000 гамм на 500 м. Там, где лавы перекрыты рыхлыми отложениями, значительно уменьшается не только горизонтальный, но и вертикальный градиент. Последний составляет здесь несколько гамм на 10 см, в то время как на участках обнажения лавовых образований на дневной поверхности — 20—40 гамм.

Соответствие отрицательных магнитных аномалий зонам гидротермальных пород в районе кратера (рис. 3), а также четкая маркировка интрузивных тел (аномалии положительного знака) позволяет эффективно применять магнитометрический метод для геологического картирования на вулканах. Необходимо лишь иметь высокую плот-

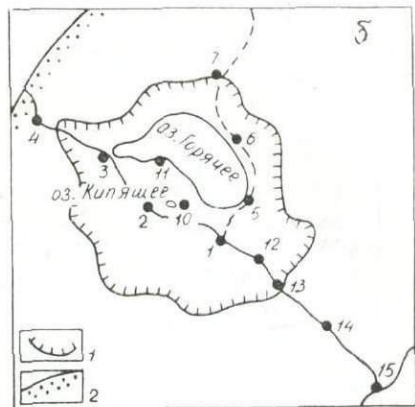
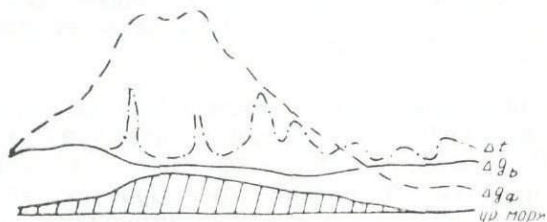


Рис. 2. Схема расположения пунктов режимных наблюдений: а — на вулкане Чикурачки, б — в кальдере Головинина: 1 — гребень кальдеры, 2 — побережье.

Рис. 3. Графики относительных гравимагнитных аномалий над вулканом Эбеко. Профиль направлен на юго-восток (слева направо), штриховка показывает вулканическую постройку в разрезе.



ность наблюдений (с шагом не более 20 м) на площади развития лавовых образований для обеспечения возможности осреднения данных с целью уменьшения влияния разнообразно ориентированных отдельных глыб или блоков, характерных для лавовых потоков.

Приуроченность отрицательной аномалии Буге к прикратерной части вулкана (рис. 3) была выявлена более ранними работами (Бернштейн и др., 1966). Наши данные лишь подтверждают это, хотя форма аномалии несколько отличается от указанных предшествующих данных в связи с различиями значений плотности, принятыми при определении поправки за промежуточный слой (2,40 и 2,67 г/см<sup>3</sup>). Увеличение площади съемки, по сравнению с предшествующими работами, позволило выделить более крупные аномалии, приуроченные к участкам, расположенным северо-западнее вулкана Эбеко, южнее и восточнее (рис. 4). Вычисление остаточных аномалий по методике, предложенной Н. Г. Клушиным (1960), с радиусами окружностей осреднения 0,5 и 2,0 км (рис. 5) показывает, что природа этих аномалий может быть связана с наличием аномалиеобразующих тел в верхней части земной коры. Более конкретная интерпретация не представляется возможной в связи с тем, что аномалии не оконтурены полностью. В то же время можно констатировать отсутствие подобных тел непосредственно под вулканом Эбеко.

Кроме результатов съемки на вулкане Эбеко, представляют интерес также гравиметрические данные, касающиеся кальдеры Головинина. Известно, что по генетической классификации кальдеры делятся на провальные (типа Гленкоз), характеризующиеся положительными относительными аномалиями Буге, и кальдеры типа Кракатао, образовавшиеся путем выброса пород при извержении, с отрицательными аномалиями (Уокоуата, 1958). Число пунктов наблюдений на кальдере Головинина слишком мало для детальной интерпретации данных,

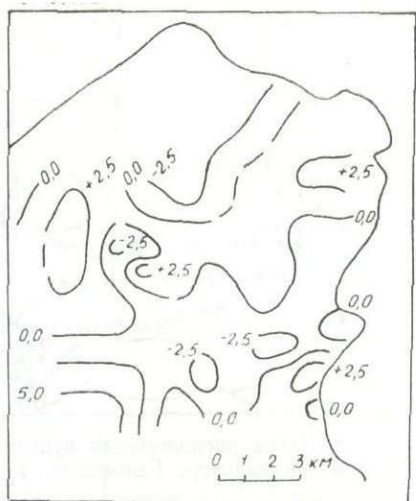
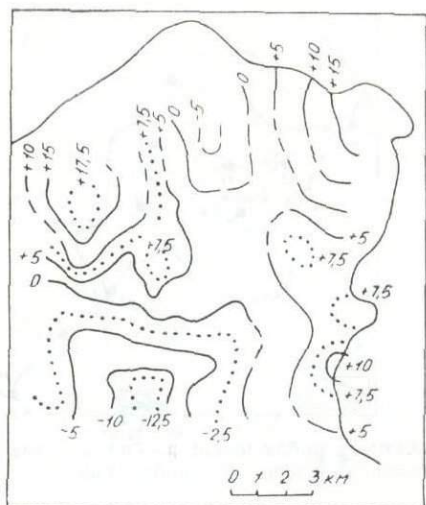


Рис. 4. Схема относительных аномалий Буге в районе вулкана Эбеко. Точки показаны промежуточные изолинии.

Рис. 5. Схема остаточных аномалий Буге в районе вулкана Эбеко.

однако достаточно, чтобы определить, что она не может быть отнесена безусловно к какому-либо одному из указанных выше типов кальдер. Возможно, что здесь проявилось влияние различных вулканических процессов: эксплозивного выброса материала из воронки взрыва и последовавшего позже дополнительного внедрения магмы, обнаруживаемого в виде экструзивного купола на дневной поверхности в центральной части кальдеры, в большей своей части скрытого под рыхлыми осадочными образованиями.

**Относительные приращения значений гравимагнитных аномалий на режимных пунктах вулканов\***

Вулкан Эбеко			Вулкан Чикурачки		Кальдера Головинна	
$\Delta g$ , мгл	$\Delta z$ , гаммы	$\Delta H$ , м	$\Delta g$ , мгл	$\Delta z$ , гаммы	$\Delta g$ , мгл	$\Delta z$ , гаммы
0,00	0	0,00	0,00	0	0,00	0
-18,61	+762	+82,97	-7,86	-1126	-0,30	-319
-31,89	+160	+139,69	-76,87	+3841	+2,63	-602
-45,18	-125	+197,07	-129,70	+1721	-4,68	+513
-64,96	+1035	+279,25	-204,12	+610	+0,25	+196
-94,06	+284	+410,02	-244,94	+1787	+2,62	-269
-121,12	+1448	+535,34	-280,22	+3441	-28,97	+42
-132,53	+2109	+592,63	-338,52	+4451	+13,93	+857
-148,06	+3760	+672,87	-336,53	+4594	-30,62	+700
-155,78	+966	+716,49	-329,78	+2028	+2,55	+238
-184,50	+241	+851,28	-317,98	+2028	+4,73	-610
-192,29	+567	+894,12	-349,22	+2903	-5,91	-194
-203,48	+264	+936,88	-367,57	+4898	-37,03	+558
-207,40	+394	+951,24	-374,43	+2039	-22,37	+165
-209,83	+248	+961,70			+9,84	-69
-210,64	+3131	+965,67				
-213,20	+779	+977,08				
-215,45	+689	+982,19				
-226,73	+435					
-218,00	+424					
-225,35	+1269					

\* Для вулкана Эбеко измерены также относительные превышения пунктов.

Подводя итог выполненным исследованиям, можно отметить, что несмотря на их малый объем, полученный опыт в методическом и геологическом отношении заслуживает определенного внимания. По плотностным и магнитным характеристикам породы, распространенные на вулканических сооружениях, четко подразделяются на различные группы, что позволяет определять глубину погребенного фундамента, возможное присутствие интрузивных тел, количественное соотношение объемов лав и пирокластических и гидротермально измененных продуктов вулканической деятельности, характер процессов, приводящих к образованию кальдер.

Данные режимных наблюдений гравимагнитных вариаций (см. таблицу) в пределах района вулканических построек могут служить основой для дальнейшего изучения изменений естественных геофизических полей и выявления их связи с состоянием вулканического аппарата.

Несомненно, что при геофизических наблюдениях на вулканах необходима более высокая плотность наблюдений, нежели при обычных разведочных съемках. При магнитометрических съемках на лавовых полях желательное использование той возможности уменьшения влияния различно ориентированных отдельных глыб на результаты измерений аномалий магнитного поля, которую представляет развитие мощных «снежников» в весенний сезон, а для северных островов — и в начале летнего периода. И хотя некоторые вопросы методики вулканофизических исследований обсуждались в последние годы (Бернштейн, 1972), рассмотренные в настоящей статье результаты и рекомендации будут необходимы при продолжении геофизических наблюдений, особенно режимного характера, на действующих вулканах Курильской островной дуги.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бернштейн В. А. О специфике наземных магнитных съемок на Курильских островах. — Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану (Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 26). Южно-Сахалинск, 1972.
- Бернштейн В. А., Сивожелозов С. С., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Геофизические наблюдения на некоторых вулканах хребта Вернадского. — Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма. (Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 16), Южно-Сахалинск, 1966.
- Клушин И. Г. О трансформациях гравитационных аномалий. — Прикладная геофизика, в. 24, 1960.
- Снеговской С. С. Приближенный учет динамического эффекта температуры в гравиметрии. — Разведочная геофизика, в. 50, 1972.
- Yokoyma I. Geomagnetic studies of volcano Michara. 7-th paper, Bull. of the Earthq. Res. Inst., v. 34, 1956.
- Yokoyma I., Tajima H. A gravity survey on volc. Michara, Oosima Island, by means of a Worden gravimeter. Bull. of the Earthq. Res. Inst., v. 35, 1957.
- Yokoyma I. A gravity survey on Kuttayaro Caldera Lake. «Physics of the Earth», v. 6, № 2, 1958.

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛЯ ГЕОМАГНИТНЫХ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

А. А. Половов

Пространственно-временные особенности геомагнитного поля и его вековых вариаций дают возможность определить электропроводность нижней мантии Земли на основе теории индукции в ней переменного поля, создаваемого внутренним источником. При этом результаты будут тем ближе к истине, чем вернее исходная модель такого источника; анализ особенностей векового хода и их развития в течение ряда лет помогает уточнить требования к подобной модели.

Настоящее исследование является продолжением работы Б. Е. Мардерфельда (1975) и посвящено описанию и обсуждению наблюдаемой в Восточной Азии картины векового хода. У нас имеется обширный материал о поведении геомагнитного поля на территории Дальнего Востока, полученный на 44 пунктах векового хода Сиб-ИЗМИРА и СахКНИИ с конца сороковых годов. Он был дополнен наблюдениями, выполненными на 22 обсерваториях Восточной Азии, при этом экспериментальный ход магнитного поля на обсерваториях сглаживался, а на пунктах векового хода аппроксимировался кривыми в соответствии с изменениями поля на ближайших обсерваториях. Были построены карты векового хода для эпох 1950—1972 гг., достаточно подробно отражающие изменения геомагнитного поля в Восточной Азии, особенно на территории Советского Союза. В этом обширном районе главная часть вариаций поля обусловлена одним источником, на что указывали В. П. Головков и Г. И. Коломийцева (1971). В спектре геомагнитного поля такие вариации относятся к так называемым 60-летним. На рис. 1 изображена картина векового хода для эпохи 1967—1968 гг. и приведены кривые изменения компонент поля на обсерватории Южно-Сахалинск (Са). Изучая подобные вариации на территории Европы, В. П. Головков и Г. И. Коломийцева (1971) пришли к выводу, что такие изменения поля являются единичным возмущением.

Рассмотрим карты изопор для ряда лет, отражающие развитие Восточно-Азиатского минимума вековых вариаций. Величина изменений вертикальной составляющей геомагнитного поля в центральной части фокуса (Приморье — Северная Маньчжурия) около 40—45 гамм в год, причем интенсивность минимума растет, а его положение изменяется от эпохи к эпохе. Если в 1963—1965 гг. величина изменений вертикальной составляющей поля в центре фокуса была 37—40 гамм в год, то к 1969—1970 гг. она достигла 43—47 гамм в год, а картина поля заметно переместилась на северо-запад. За пять лет с 1964 по 1969 г. область наибольшего изменения поля сдвинулась на 5—10 градусов долготы к западу и на 5—10 градусов широты к северу, что соответствует скорости перемещения  $(1 \div 2) \times 136$  км/г. Нулевая изопора вертикальной составляющей за это время между 105 и 145 меридианами поднялась к северу на 4—8 градусов, причем ее северный дрейф вне области фокуса был выражен гораздо слабее.

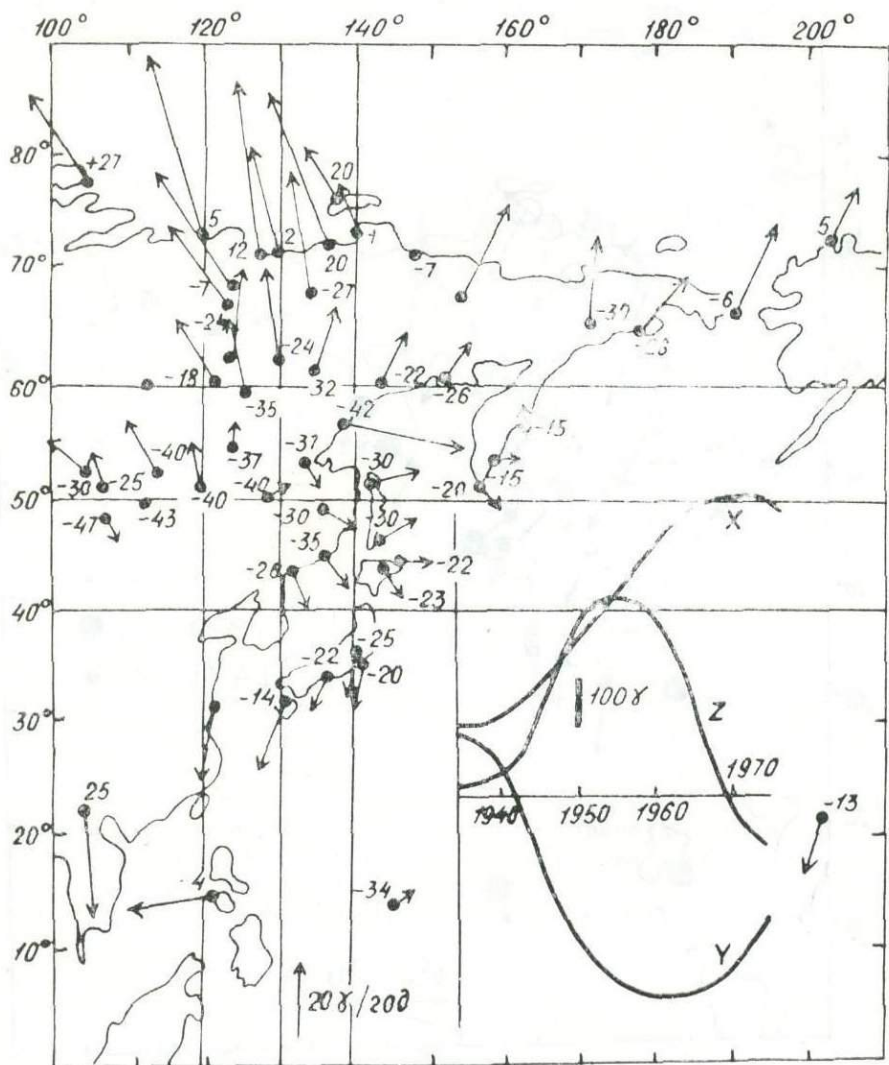


Рис. 1. Картина среднего векового хода в 1962—1973 гг.

Изменение векового хода, соответствующее второй производной геомагнитного поля по времени, также указывает на быстрое движение фокуса в северо-западном направлении. На рис. 2 видно, что  $\delta Z$  со временем нарастает в юго-восточной части района и уменьшается на северо-западе, что и должно быть при смещении Восточно-Азиатского минимума векового хода. Величина изменения векового хода (рис. 2) в каждом пункте определялась по формуле

$$\delta^2 \bar{I} = \delta \bar{I}_{1969} - \delta \bar{I}_{1964},$$

где  $\delta \bar{I}$  — годовое изменение компонента.

Для сравнения нами было рассмотрено движение Каспийского максимума векового хода за 35 лет, начиная с 1935 г., и установлено, что за это время центр фокуса прошел около 60 градусов большого круга на север (со средней скоростью движения 190 км/г., рис. 3). Эта величина согласуется с оценкой, полученной для скорости движения Восточно-Азиатского фокуса, и значительно превосходит скорость западного дрейфа.

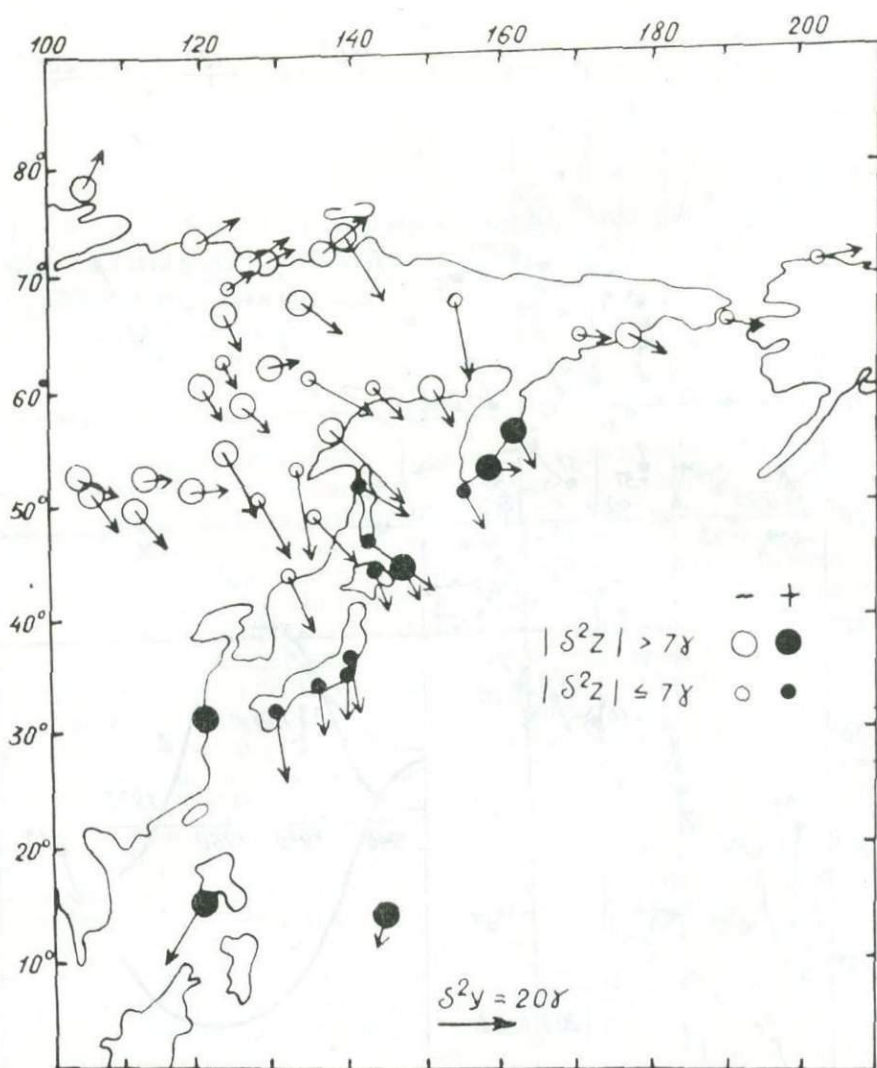


Рис. 2. Картина изменения векового хода с 1964 по 1969 г.

Интенсивность Каспийского фокуса все время уменьшалась. В 1935 г. величина годового изменения вертикальной составляющей геомагнитного поля на ближайшей к центру фокуса обсерватории Душети была равна 100 гаммам, а в 1970 г. наибольшее изменение составило около 60 гамм. В табличке на рис. 3 отражено уменьшение величины векового хода в центре Каспийского фокуса. За 35 лет фокус передвинулся с  $38^\circ$  с. ш.,  $50^\circ$  в. д. к точке с координатами  $70^\circ$  с. ш.,  $340^\circ$  в. д. В основном фокус двигался из средних широт к северному полюсу (рис. 3). Такой северный дрейф картины поля вековых вариаций отмечается давно и находит отражение в аналитическом представлении поля (Пушков, Чернова, 1975).

Отчетливо выраженное и быстрое перемещение фокусов векового хода вызывается, по-видимому, горизонтальным движением источника вековых вариаций в верхних слоях ядра. Традиционным приближением системы токов, возбуждающей поле вековых вариаций, является модель радиального диполя с изменяющимся моментом, помещенного немного глубже границы ядра с мантией. В работах ряда авторов (на-

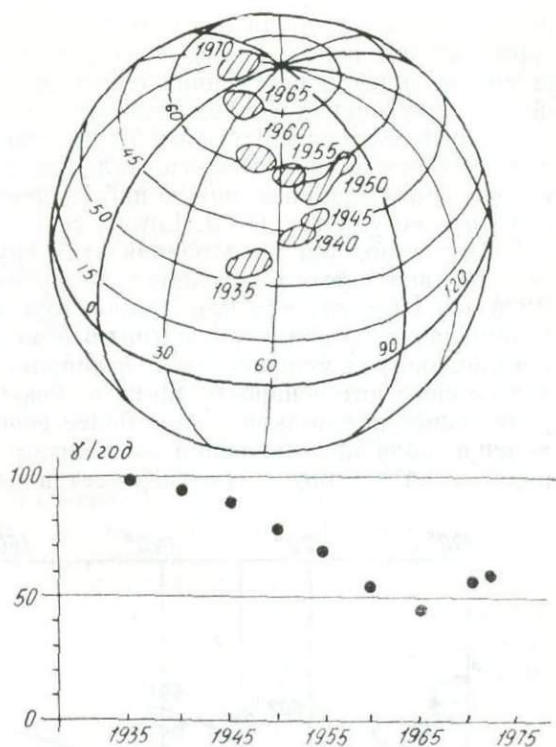


Рис. 3. Развитие Каспийского фокуса вековых вариаций в 1935—1972 гг.

пример, F. J. Lowes, S. K. Runcorn, 1951) показано, что поле такого диполя очень хорошо описывает пространственную структуру вариаций вблизи фокусов, однако физическая теория источника, соответствующая такой модели, до сих пор не развита: расчеты показывают, что взаимодействие проводящего вещества ядра с полоидальным по-

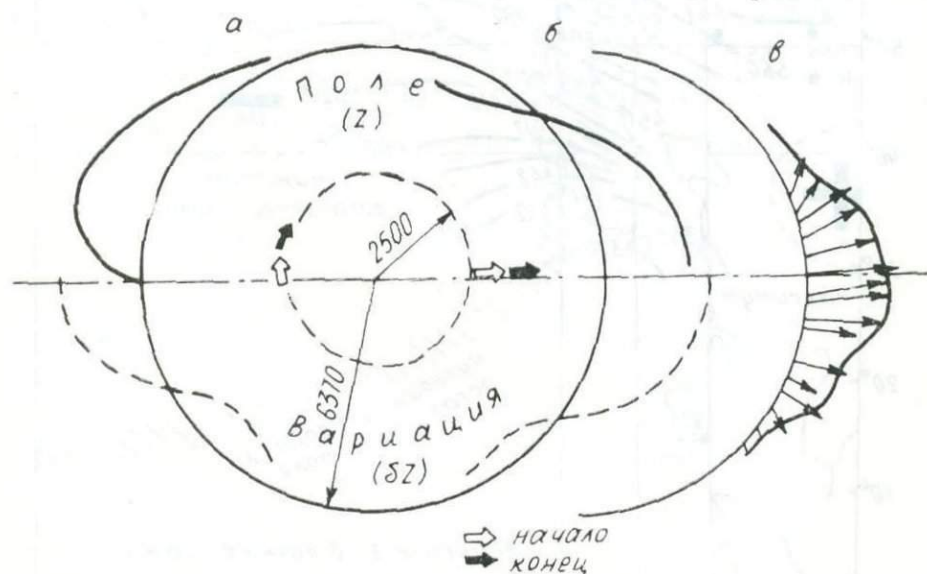


Рис. 4. Модели источников вековых вариаций (а—подвижный горизонтальный диполь, б—растущий радиальный диполь) и вертикальный разрез Восточно-Азиатского фокуса (в).

лем не может возбудить токов достаточной интенсивности, а мощное тороидальное поле в ядре, создаваемое за счет относительного вращения внешних и внутренних слоев, должно индуцировать в достаточно быстрых вихрях проводящей жидкости горизонтальный, но не вертикальный магнитный момент. Если исходить из представления о неподвижных источниках с горизонтальным дипольным моментом, удовлетворительного приближения к наблюдаемому полю вековых вариаций получить не удастся (F. J. Lowes, S. K. Runcorn, 1951).

Возможно, для преодоления этих трудностей окажется полезной модель движущегося источника, которую мы рассмотрим. Расчеты на ЭВМ показывают, что при аппроксимации фокуса вариаций моделью перемещающегося диполя магнитный момент источника оказывается в несколько раз меньше, чем при аппроксимации диполем, изменяющим только свою интенсивность, но не положение. Это делает существование радиальных источников в ядре более вероятным. С другой стороны, изменение поля при движении горизонтального диполя, если момент его параллелен вектору скорости, имеет в главных чертах такой же вид,

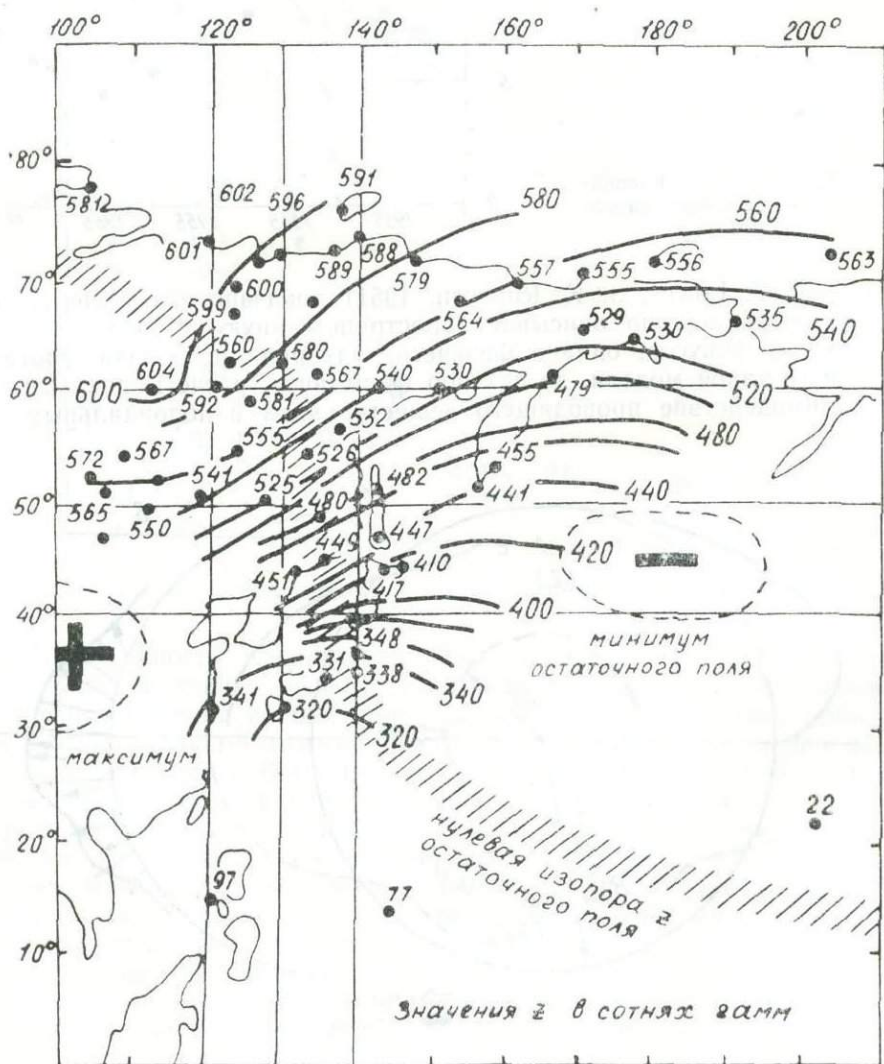


Рис. 5. Наблюдаемое и остаточное геомагнитные поля в районе Восточно-Азиатского фокуса.

как и поле над радиальным диполем, и хорошо аппроксимирует изолированный экстремум изменений поля типа фокуса (рис. 4, *a*). Приведенный на рис. 4 пример расчета вариации показывает, что описание картины поля возможно на основе представлений об источнике с горизонтальным моментом. Для сравнения с рассчитанными полями на рис. 4, *b* схематически изображен разрез реального Восточно-Азиатского фокуса.

Улучшение качества магнитной съемки позволяет надеяться на получение новой информации об источниках векового хода путем совместного анализа поля вековых вариаций и постоянного поля, точнее, остаточных геомагнитных полей. Существующий в течение десятков лет в верхних слоях ядра источник вековых вариаций формирует на поверхности Земли постоянное магнитное поле, которое, видимо, может быть выделено на глобальном фоне. Структура такого поля должна указать, какую модель для источника вековых вариаций следует принять. В качестве иллюстрации на рис. 5 приведено наблюдаемое в 1967 г. геомагнитное поле в районе Восточно-Азиатского минимума и схема остаточного поля, рассчитанного для эпохи 1965 г. В. В. Проскурной по результатам сферического анализа, выполненного в 1970 г. Н. П. Беньковой. Экспериментальное поле в главных чертах выглядит как дипольное, искаженное остаточным, что позволяет отнести к схеме последнего с определенным доверием. Из рис. 1 и 5 видно, что область наибольших изменений поля совпадает с самыми высокими значениями градиента остаточных полей (цулевая изопора), что характерно для поля движущегося источника с горизонтальным моментом (рис. 4, *a*). Однако для надежного вывода о наилучшей модели требуется тщательное сопоставление остаточных полей с вековым ходом для ряда эпох.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Головков В. П., Коломийцева Г. И. Морфология 60-летних вариаций геомагнитного поля в Европе.— «Геомагнетизм и аэрономия», т. 11, 1971, № 4.
- Мардерфельд Б. Е. Аномальное поведение вековых вариаций на территории Дальнего Востока.— Земная кора и верхняя мантия азиатской части Тихоокеанского кольца (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37). Южно-Сахалинск, 1975.
- Пушков А. Н., Чернова Т. И. Особенности пространственно-временной структуры геомагнитного поля по данным последовательной серии сферических гармонических анализов.— Анализ пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М., «Наука», 1975.
- Lowes F. J., Runcorn S. K., Phil. Trans. Roy. Soc., (London), ser. A, 1951

## ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОГО ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ ПО ХАРАКТЕРИСТИКАМ БЕРЕГОВОГО ЭФФЕКТА

*Б. Е. Мардерфельд, И. А. Халецкий*

Под береговым эффектом принято понимать совокупность специфических явлений в естественном электромагнитном поле, вызванных резким различием электрической проводимости суши и морской воды на границе континент—океан. При анализе берегового эффекта становится ясным, что интенсивность его проявления зависит от удаленности пункта наблюдения от береговой линии, глубины моря, периода электромагнитных вариаций, параметров геоэлектрического разреза. Рассмотрим возможность определения этих параметров в береговой зоне.

Наиболее точное решение о распределении переменного электромагнитного поля при двумерном береговом эффекте в зависимости от мощности непроводящего слоя  $h$  получено П. Вайдельтом (Weidelt, 1971). Решив индукционную задачу для двух однородных полупленок с суммарными проводимостями  $S_1$  и  $S_2$  методом интегральных уравнений и учитывая отражение внешнего поля идеально проводящей мантией, П. Вайдельт получил распределение вертикального и горизонтального магнитного поля в зависимости от мощности непроводящего слоя. Из этого решения следует важный вывод о значительном ослаблении интенсивности аномального поля при уменьшении мощности непроводящего слоя.

На рис. 1 показано распределение  $|h_z| = |H_z|/2H_0$ , где  $H_z$  — наблюдаемое вертикальное поле,  $H_0$  — нормальное падающее горизонтальное поле, полученное из расчетов П. Вайдельта для случая  $S_1:S_2 = 1:40$ ,  $h=200$  км, период вариаций  $T=1^h$ . Укажем на две особенности этого распределения. Первая особенность заключается в том, что характерные размеры области затухания  $H_z$  со стороны суши составляют примерно 400 км, что равно удвоенной мощности непроводящего слоя. Вторая особенность связана с характерными размерами области затухания  $H_z$  со стороны моря: размеры этой области меньше, чем со стороны суши, и примерно равны  $2,5\lambda_m$ , где  $\lambda_m$  — длина электромагнитной волны в море, ( $\lambda_m = \sqrt{10\rho T}$ , при  $\rho=0,25$  омм,  $T=3600$  с,  $\lambda_m=100$  км). Очевидно, что размеры эффективной области с током  $L$ , ответственные за береговой эффект, должны быть вдвое больше размеров области затухания  $H_z$  со стороны моря, так как полоса с током шириной  $L$  вызывает наблюдаемый эффект и в центре этой полосы  $H_z=0$ . Таким образом, в рассмотренном нами случае  $L=5\lambda_m$ , что больше чем в 10 раз превышает величину, приводимую И. И. Рокитянским (Рокитянский, 1975). Полученный вывод подтверждается данными лабораторного физического моделирования (Мардерфельд, Кобзова, Мороз, Родионов, 1977; Мардерфельд, Шигапов, Побегайло, 1977), а также экспериментальными наблюдениями Ж. П. Грингауза (Greenhouse, 1972) в Тихом океане в районе Калифорнии.

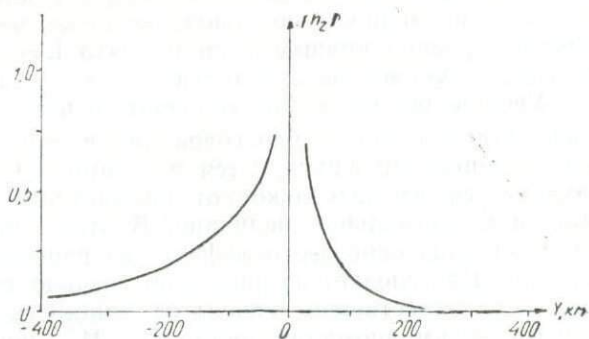


Рис. 1. Распределение  $|h_z| = H_z / 2H_0$  в случае берегового эффекта для  $S_1 : S_2 = 1 : 40$  и мощности непроводящего слоя  $h = 200$  км.

В первом приближении береговой эффект в геомагнитных вариациях может быть рассчитан при помощи следующих формул (Porstendorfer, 1965; Мардерфельд и др., 1969):

$$h_y^a(y) = \frac{H_y}{2H_0} = 2 \cdot 10^{-4} \sigma h_1 \sqrt{\frac{\rho_k}{0,2T}} \left( \arctg \frac{L-y}{h_1} + \arctg \frac{y}{h_1} \right) \quad (1)$$

$$h_z(y) = \frac{H_z(y)}{2H_0} = 2 \cdot 10^{-4} \sigma h_1 \sqrt{\frac{\rho_k}{0,2T}} \ln \frac{L+y}{y} \quad (2)$$

где  $h_y^a$  и  $h_z$  — аномальное горизонтальное и вертикальное магнитное поле, нормированное на нормальное горизонтальное поле,  $\sigma$  — электрическая проводимость морской воды,  $h_1$  — глубина моря,  $\rho_k$  — кажущееся удельное сопротивление однородного геоэлектрического трехслойного разреза море — изолятор — идеальный проводник,  $L$  — эффективные размеры области с током, ответственные за береговой эффект,  $y$  — расстояние пункта наблюдения до береговой линии.

На рис. 2 дано распределение аномальных вариаций геомагнитного поля  $h_y^a$  и  $h_z$ , возникающих при двумерном береговом эффекте и рас-

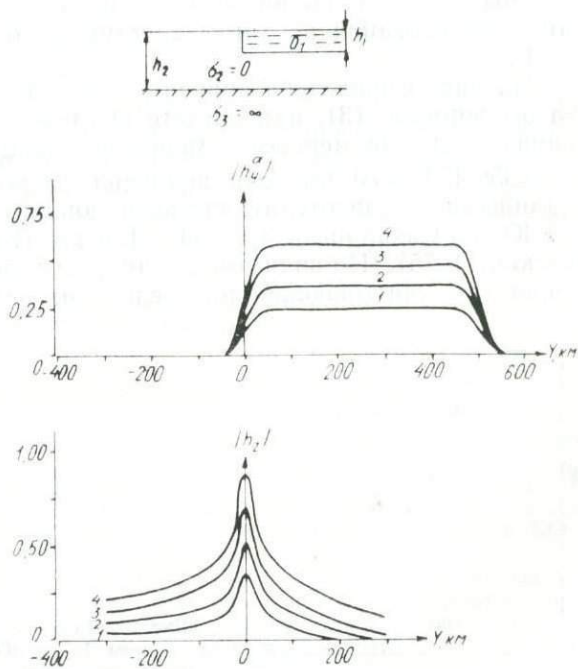


Рис. 2. Распределение  $|h_y^a|$  и  $|h_z|$  при береговом эффекте для вариаций с периодом  $T = 1^h$ , глубины моря  $h_1 = 1$  км, следующих мощностях непроводящего слоя  $h_2$ : 1—50 км, 2—100 км, 3—200 км, 4—400 км.

считанных по формуле (1) и (2). Период вариаций  $T=1^h$ , глубина моря  $h_1=1$  км, мощность непроводящего слоя меняется от 50 км до 400 км. При построении кривых нами принято  $L=5\lambda$  м. Увеличение  $L$  от  $3\lambda_m$  до  $10\lambda_m$  изменяет рассчитанный эффект примерно на 15—20%.

Увеличение вариаций горизонтального поля  $h_y^a$  наблюдается непосредственно вблизи береговой линии, при этом экстремальная величина в аномалии фиксируется над морем. Со стороны моря аномалия сохраняется на несколько сот километров, прежде чем поле возвращается к нормальной величине. В этом, пожалуй, основная особенность влияния берегового эффекта на вариации горизонтальной составляющей. Как следует из рис. 2, интенсивность аномалии в горизонтальном поле существенно зависит от мощности непроводящего слоя. Так, при  $h_2=50$  км аномалия составляет 24% нормального поля (нормальное поле принято равным 1), при  $h_2=400$  км — 59% нормального поля.

Вариации вертикальной составляющей  $h_z$  плавно возрастают при приближении пункта наблюдения к береговой линии. На контакте наблюдается экстремум  $h_z$ . Затухают вариации при удалении от контакта в сторону моря значительно быстрее, нежели в сторону суши. Интенсивность аномального эффекта (рис. 2) также значительно зависит от мощности непроводящего слоя верхней мантии. При погружении проводящей мантии с 50 км до 400 км эффект возрастает в 3 раза.

Рассмотрим важное геофизическое следствие, вытекающее из анализа выражения (2). Зная экспериментальное значение  $h_z$ , полученное в результате геомагнитных наблюдений для определенного периода  $T$ , и рассчитав функцию  $\ln \frac{L+y}{y}$  для моря известной глубины, можно определить  $\rho_k$  как функцию периода  $T$ , координат пункта наблюдения  $y$ , глубины моря  $h_1$ :

$$\rho_k = 0,2T|Z|^2, \text{ где } Z = \frac{5 \cdot 10^3 h_z}{\sigma h_1 \ln \frac{L+y}{y}}, \quad (3)$$

т. е. мы получим аналог импедансного выражения магнитотеллурического зондирования по характеристикам берегового эффекта  $h_z$ ,  $h_1$ ,  $y$  и  $L$ .

На рис. 3 приведена кривая  $\rho_k$ , рассчитанная для Южно-Сахалинска по формуле (3), при расчете Охотское море в районе Сахалина принималось двумерным. Значение мощности непроводящего слоя  $h_2=0,356 \sqrt{T_2}=70$  км. Эта величина несколько ниже по сравнению с данными магнитотеллурического зондирования. По данным МТЗ, для Южно-Сахалинска  $h_2=100-120$  км (Борец, Мардерфельд, Чернявский, 1975). По-видимому, необходим более строгий расчет выражения (2), учитывающий распределение реальных глубин моря, одна-

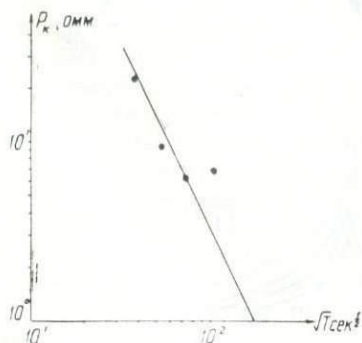


Рис. 3. Зависимость  $\rho$  от  $\sqrt{T}$ , полученного по значениям  $h_z$  в Южно-Сахалинске. Точками показаны экспериментальные значения.

ко рассмотренный метод позволяет оценить  $h_2$  для случая однородного глубинного геоэлектрического разреза.

Зная экспериментальные значения  $|h_z|$  вдоль некоторого профиля, перпендикулярного к береговой линии, также можно получить сведения о мощности непроводящего слоя. На рис. 4 показано теоретическое распределение  $|h_z|$  на профиле Оха—Николаевск. Расчет проводился по формуле (2) для моря (глубиной 1,5 км) и 50-километрового шельфа (мощностью 0,5 км) при глубине непроводящего слоя 50, 100, 200 км. Распределение экспериментальных значений модулей индукционных векторов  $\vec{h}_z$ , полученных на этом профиле и указанных на рисунке звездочками, показывает, что мощность непроводящего слоя в этом районе примерно составляет 150 км. По данным МТЗ (Альперович, Никифоров, Чернявский, 1976),  $h_2$  лежит в интервале 90—150 км.

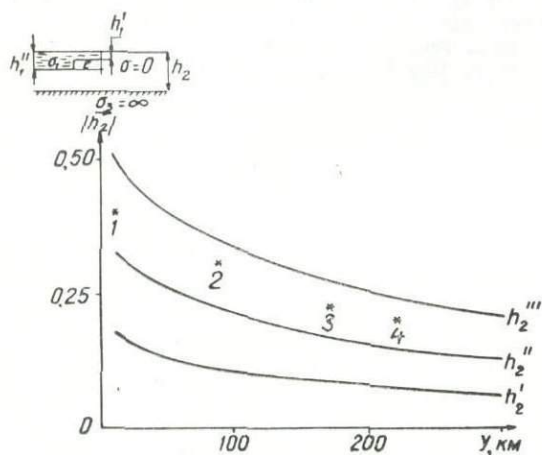


Рис. 4. Распределение  $|\vec{h}_z|$  на профиле Оха—Николаевск. Сплошными линиями показаны результаты расчета для  $l=100$  км,  $h_1'=0,5$  км,  $h_1''=1,5$  км,  $h_2'=50$  км,  $h_2''=100$  км,  $h_2'''=200$  км. Звездочками обозначены экспериментальные значения.

Ранее указывалось (Ваньян, Мардерфельд, Родионов, 1969), что размеры области затухания  $H_z$  при береговом эффекте примерно вдвое превышают мощность непроводящего слоя. К этому же выводу мы пришли, анализируя результаты расчета П. Вайдельта. Так как в среднем размеры этой области на советском Дальнем Востоке и в Японии составляют примерно 200—250 км (Ваньян, Борец, Ляпишев, Мардерфельд, Родионов, 1975),  $h_2$  в регионе не должно превышать 100—120 км.

Таким образом, анализ характеристик берегового эффекта позволяет тремя независимыми способами оценить мощность непроводящего слоя верхней мантии. По данным расчетов, приведенных выше, мощность непроводящего слоя на Дальнем Востоке около 100 км.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Альперович И. М., Никифоров В. М., Чернявский Г. А. Результаты МТЗ на Сахалине.—Электромагнитные зондирования. М., Изд-во МГУ, 1976.
- Борец В. В., Мардерфельд Б. Е., Чернявский Г. А. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на Дальнем Востоке.—«Физика Земли», 1975, № 4.
- Ваньян Л. Л., Борец В. В., Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В. Глубинные электромагнитные исследования на советском Дальнем Востоке.—«Исследование теплового и электромагнитного полей в СССР», М., «Наука», 1975.
- Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В. Влияние индукционных токов мантии на распределение геомагнитных вариаций при береговом эффекте.—Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. (Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20). Южно-Сахалинск, 1970.

- Мардерфельд Б. Е., Жобзова В. М., Мороз И. П., Родионов А. В. Изучение берегового эффекта при помощи лабораторного моделирования.— Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42), Владивосток, 1977.
- Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Цилин Л. А. Влияние поверхностных геоэлектрических неоднородностей на геомагнитные вариации.— Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. (Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20), Южно-Сахалинск, 1970.
- Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г., Побегайло В. А. Изучение берегового эффекта в геомагнитных вариациях при помощи моделирующей установки СахКНИИ.— Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей. (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 55). Владивосток, 1977.
- Рокитянский И. И. Исследования аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Greenhouse I. P. Geomagnetik time variations on the sea floor off southern California, Thesis, Univ. of California, S. Diego, 1972.
- Porstendorfer E., Porstendorfer G. Modelle Zur Deutung des Anamalen Verhaltens geomagnetischer variationen uber grossen zylindrischen sediment-becken. Acta tech. Acad. Scient. Hung., 1965, 52, № 3—4.
- Weidelt P. Electromagnetic fluctuation in two half-sheets.— Z. Geoph., 1971, 37, № 4.

## О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА В СВЕТЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ

*В. Ю. Косыгин*

В период с 1972 по 1974 г. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР совместно с ИФЗ АН СССР провел гравиметрические измерения на НИС «Пегас» в пределах акватории южной части Охотского моря. Результаты этих исследований, в получении которых принимал участие и автор, с учетом ранее имевшихся данных (Гайнанов и др., 1974) позволили построить карту аномального гравитационного поля в редукции Буге (Косыгин и др., 1975, 1977).

В указанных работах описывалась общая структура поля. Эта статья посвящена выяснению природы локальных составляющих, обусловленных внутрикоровыми аномалиеобразующими массами, с целью уточнения строения и развития земной коры района исследований.

Для решения поставленной задачи в исходные карты введены, по данным Ю. А. Павлова и Л. М. Лютой (1975), поправки за гравитационное влияние рельефа дна моря и затем методом осреднения, в соответствии с вычислительной программой В. В. Ломтадзе и др. (1966), аномальное поле разделено на локальную (рис. 1) и региональную составляющие. Радиус осреднения в соответствии с методикой, описанной Б. А. Андреевым и И. Г. Клушиным (1965), выбран равным 60 км.

Из анализа полученных данных следует, что в пределах Южно-Охотского региона по структуре поля локальных аномалий, так же как и в аномалиях Буге (Косыгин и др., 1977), можно выделить 4 аномалийных района: I — Присахалинский, II — возвышенности Академии Наук СССР и сопредельных акваторий, III — Котловинный, IV — Курильский (рис. 2). Каждый район совпадает с соответствующим блоком земной коры, выделяемым по данным ГСЗ (Суворов, 1975). Блоки земной коры, отвечающие аномальным районам, различаются по своей внутренней структуре и по величине мощности земной коры в их пределах.

Присахалинский аномалийный район по площади охватывает центральный и Южный Сахалин, а также центральный Хоккайдо с их охотоморскими шельфами.

Простирание аномалий в пределах района преимущественно субмеридиональное. Сопоставление поля с данными МОВ по структуре верхней части осадочного чехла (Снеговской и др., 1974; Красный и др., 1975), а также с данными о физических свойствах пород, слагающих прилегающие к акваториям участки суши (Скорикова, 1970), дает основание предположить, что структура поля локальных аномалий района сформирована в основном гравитационным влиянием подошвы кайнозойских отложений. Исключение составляет шельф центрального Сахалина, где прогибу кайнозойских осадков, протягивающемуся в виде полосы вдоль побережья острова, отвечает относительный линейный максимум поля, интенсивность которого по мере сокращения мощности



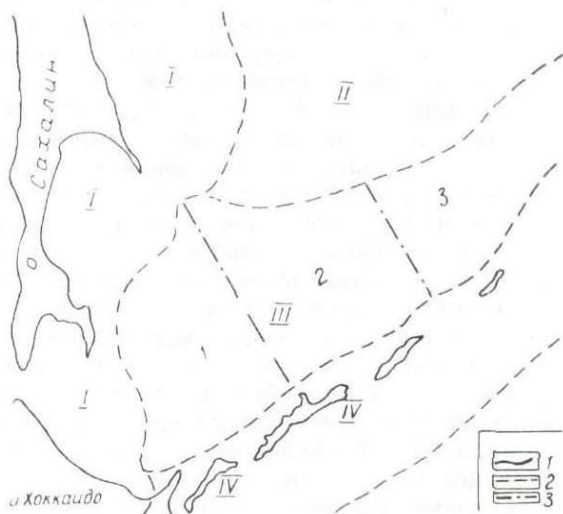
Рис. 1. Схема локальных аномалий. 1 — линии промежуточных градаций интенсивности, 2 — береговая линия.

осадков в прогибе от 3 до 1 км в юго-восточном направлении возрастает от 10 до 40 мгл. На юго-востоке отмеченный локальный максимум глубоко вклинивается в пределы Курильской котловины.

Такое обратное соотношение локальной аномалии и структуры осадочного чехла, столь нехарактерное для всего Присахалинского района, в целом объясняется гравитационным влиянием крупной линейной плотностной неоднородности мезо-палеозойского фундамента. Она прослеживается вдоль всего восточного побережья центрального Сахалина по региональной Восточно-Сахалинской магнитной аномалии и обусловлена, вероятно, широким развитием интрузивных образований повышенной плотности. В гравитационных аномалиях прослеживается в виде интенсивной линейной аномалии субмеридионального простириания только юго-восточный край плотностной неоднородности (южнее широты мыса Терпения), где отмечается сокращение мощности осадочного чехла. Северная часть указанной плотностной неоднородности в аномальном гравитационном поле не выражена вследствие наложения гравитационного влияния мощного чехла слабоуплотненных осадков.

Курильский аномальный район охватывает в плане Курильскую островную дугу. В пределах Большой Курильской гряды отмечается серия интенсивных отрицательных минимумов аномального поля северо-восточного простириания. Интенсивность локального поля в пределах минимумов достигает —30мгл.

Рис 2. Схема расположения аномальных районов. 1 — береговая линия, 2 — границы аномальных районов, 3 — границы между различными зонами Котловинного аномального района.



На юго-восток, вкрест простирания островной гряды, интенсивность поля резко возрастает и в пределах крупного линейного максимума северо-восточного простирания, отвечающего Малой гряде и хребту Витязя, достигает 50 мгл. Общее северо-восточное простирание аномалий района в ряде мест в пределах южного звена Курильской дуги осложнено аномалиями субмеридионального простирания.

Сопоставление поля локальных аномалий с данными МОВ и ГСЗ (Снеговской, 1974; Суворов, 1975) показывает, что структура поля этого района в основном сформирована гравитационным влиянием кровли мезо-палеозойского фундамента.

Интенсивные отрицательные минимумы в пределах Большой гряды, по-видимому, фиксируют в плане прогибы мощных толщ неоген-четвертичных вулканогенно-осадочных образований. В юго-восточном направлении мощность кайнозойских осадков резко сокращается, соответственно с этим возрастает интенсивность поля, а в районе интенсивного линейного максимума, отвечающего хребту Витязя и Малой гряде островов, меловые породы выходят на дно моря.

Аномальный район возвышенности Академии Наук СССР и сопредельных акваторий характеризуется наличием изометричных больших и малых по площади аномалий небольшой относительной амплитуды. Такой характер аномального поля присущ платформенным областям.

Котловинный аномальный район охватывает в плане Курильскую котловину и характеризуется наиболее сложной структурой аномального поля. По структуре поля он делится на западную, центральную и восточную зоны (рис. 2). Западная зона охарактеризована интенсивными аномалиями субмеридионального (Сахалинского) простирания. Однако в северной, центральной и особенно в южной (прилегающей к Курилам) частях Западной зоны отмечаются аномалии секущего северо-восточного простирания. Наиболее крупные и интенсивные аномалии из отмеченных выше наблюдаются в южной части зоны, а наименее интенсивные и малые по площади аномалии северо-восточного простирания отмечены в ее центральной части.

Центральная зона Котловинного аномального района в центральной части отмечена небольшими по площади слабоинтенсивными аномалиями с амплитудой  $\pm 5-10$  мгл. Поле этой части зоны очень сходно с полем аномального района возвышенности Академии Наук СССР. Северный и южный (Прикурильский) края зоны отмечены крупными

интенсивными линейными аномалиями северо-восточного простирания.

Восточная зона района охарактеризована интенсивным линейным максимумом северо-восточного простирания, осложненным изометричными аномалиями малой амплитуды, характерными для района возвышенности Академии Наук СССР и сопредельных акваторий.

Сопоставление локальных гравитационных аномалий со структурами верхней части осадочного чехла, выявляемыми по данным МОВ (Снеговской, 1974), показывает, что максимумам поля отвечают прогибы, а минимумам — поднятия в осадочной толще.

При расположении аномалиеобразующих объектов в пределах земной коры и установленном соотношении структур осадочного чехла и локальных аномалий можно допустить, что основные плотностные неоднородности котловины лежат в консолидированной части коры.

В целом в пределах района исследований можно отождествить локальные аномалии субмеридионального простирания Присахалинского аномального района, тянущиеся в пределы западной зоны Котловинного района и протягивающиеся в пределы южных Курил, с обуславливающими эти аномалии соответствующими субмеридиональными структурами Японо-Сахалинской складчатой области; аномалии северо-восточного простирания — со структурами современной Курильской геосинклинали; а области изометричных аномалий — с устойчивыми относительно активных процессов, происходящих в земной коре, платформенными районами. Полученные новые данные о соотношении гравитационных аномалий со строением земной коры в общих чертах согласуются с геологическими данными К. Ф. Сергеева (1976), опиравшегося в своих выводах в основном на палеогеографическую и геологическую информацию, и свидетельствуют в пользу следующей схемы развития земной коры Южно-Охотского региона начиная с позднего мела.

В доверхнемеловое время в пределах исследуемой площади существовала древняя суша «Охотия», реликтом которой, по-видимому, является район возвышенности Академии Наук СССР и сопредельных акваторий. Затем в верхнем мелу по системе субмеридиональных разломов заложилась Сахалино-Хоккайдская складчатая зона, охватывавшая в то время, судя по локальным аномалиям, Сахалин, Хоккайдо, их охотоморские шельфы, западную зону Курильской котловины и южную часть Большой Курильской гряды.

Примерно в то же время, в верхнем мелу, на юго-восточном краю «Охотии» произошло заложение Курильской геосинклинали, выразившееся образованием трогообразного прогиба на месте Малой Курильской гряды. В конце мела — начале палеогена Малая гряда была выведена на поверхность и с тех пор занимает стабильное положение.

Далее Курильская геосинклиналь продолжает развиваться в северо-западном направлении. В начале неогена на месте Большой гряды на субмеридиональных Японо-Сахалинских структурах, на юго-западе, и на не переработанной Сахалинской складчатостью окраине «Охотии» заложился прогиб северо-восточного простирания, в котором до конца плейстоцена в морских условиях накапливались вулканогенно-осадочные отложения. Этот прогиб фиксируется системой вышеописанных интенсивных минимумов отрицательных значений поля. А текущие южное звено Большой гряды аномалии отражают, по-видимому, реликты более древней Сахалинской складчатости, сильно переработанной Курильской геосинклиналью.

В конце неогена произошло образование Курильской котловины, в которой, судя по наложениям локальных аномалий двух различных простираний, отвечающих двум различным складчатым системам, происходит активная переработка континентальной коры в океаническую. Характер поля указывает на то, что наиболее устойчивой относительно

активных преобразований земной коры является центральная зона Курильской котловины. Наименее устойчивой относительно процессов базификации оказалась восточная зона котловины. Однако, судя по тому, что отмечаемый здесь крупный максимум северо-восточного простира-ния осложнен в своих центральных частях изометричными аномалиями, характерными для района возвышенности Академии Наук СССР и сопредельных акваторий реликта «Охотии», процесс переработки здесь еще не завершен. Западная зона Котловинного района вследствие того, что здесь древняя кора «Охотии» была ослаблена верхнемеловой Японо-Сахалинской складчатостью, является наиболее прогнутой. Наложение друг на друга локальных аномалий северо-восточного и субмеридионального простира-ния свидетельствует, что наиболее активные процессы переработки Японо-Сахалинских структур современной Курильской геосинклиналию отмечаются в северной и особенно южной частях зоны. Процессы переработки коры сопровождаются интенсивным подводным вулканизмом. Для западной зоны котловины особенно характерна приуроченность вулканов к зонам пересечения систем аномалий различных простира-ний.

Процессы переработки Японо-Сахалинской складчатости, происходящие в западной зоне Курильской котловины, находят наглядное геологическое выражение в районе восточного Хоккайдо, где новообразованные северо-восточные Курильские структуры почти полностью перерабатывают древний структурный план восточного и центрального Хоккайдо (Суворов, 1975). Эта переработка, как и в Курильской котловине, сопровождалась и сопровождается интенсивным вулканизмом.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., «Недра», 1965.
- 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.
- Косыгин В. Ю., Кочергин Е. В., Красный М. Л., Павлов Ю. А. Основные черты аномальных гравитационного и магнитного полей южной части Охотского моря.—Геология Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А., Попов Е. И. Аномальное гравитационное поле южной части Охотского моря и его геологическая природа.—Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Хабаровск, 1977.
- Красный М. Л., Павлов Ю. А., Снеговской С. С., Васильев Б. И., Куликов А. А., Косыгин В. Ю. Геологическое строение дна залива Анива по результатам комплексных геофизических исследований.—ДАН СССР, 1975, т. 222, № 2.
- Ломтадзе В. В., Гинзбург Б. Л., Шевченко Р. М. Типовые программы для обработки геофизических данных на ЦВМ «Минск-32». Л., ВИРГ, 1966.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.—Труды ГИН АН СССР, 1967, в. 168.
- Павлов Ю. А., Лютая Л. М. Гравитационное влияние рельефа дна окраинных морей северо-западной части Тихого океана.—Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30). Владивосток, 1975.
- Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976.
- Скорикова М. Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М., «Наука», 1970.
- Снеговской С. С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Снеговской С. С., Куликов А. А., Табоjakов А. Я. Строение осадочных отложений залива Терпения по сейсмическим данным.—Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974.
- Суворов А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, «Наука», 1975.

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ОСТРОВЕ МОНЕРОН

*О. В. Веселов, Н. А. Волкова, Г. Д. Еремин, В. В. Соинов*

Остров Монерон расположен вблизи юго-западного побережья о-ва Сахалин, в 50 км к западу от п-ова Крильон. В тектоническом отношении остров является частью крупного вала (субмеридионального простираения, протяженностью не менее 300 км и шириной 40—60 км), отделяющего Сахалино-Хоккайдскую мезо-кайнозойскую складчатую область от северной части глубоководной котловины Японского моря.

На о-ве Монерон установлены выходы на поверхность туфогенно-осадочных отложений Невельской и Чеховской свит верхнего и среднего миоцена (Ерохов и др., 1971).

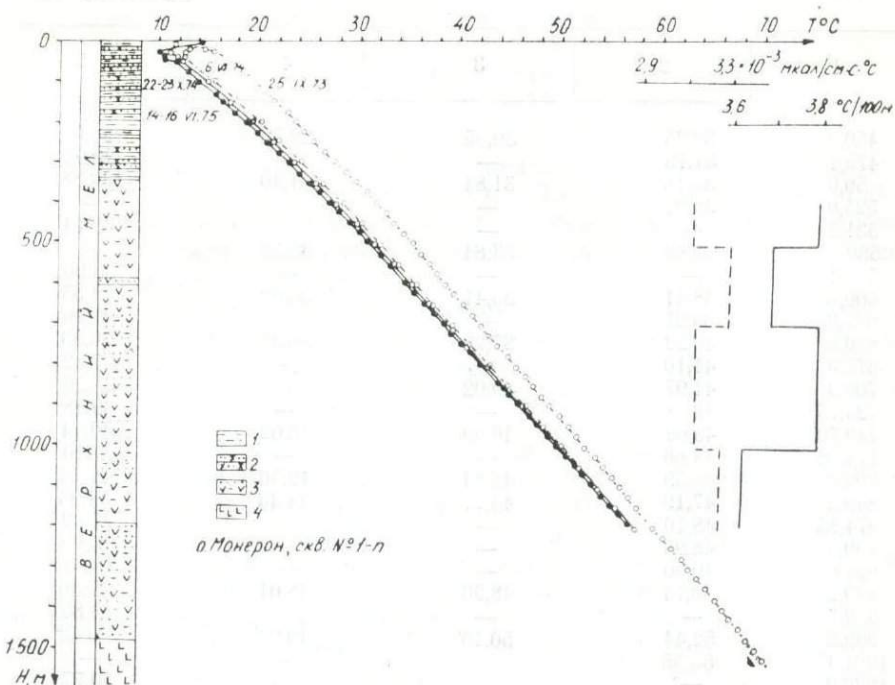
На юго-восточном побережье о-ва Монерон проведено параметрическое бурение, начатое 19.VII 1970 г. При достижении глубины забоя 3136 м скв. I-П была поставлена на консервацию с 26.I 1971 г. по 1.X 1972 г. После реконсервации 8.VII 1973 г. проведено дальнейшее углубление (до 4215 м). После проведения запланированных геолого-геофизических испытаний в скважине поставлен цементный мост на глубине 2500 м.

Разрез, вскрытый скважиной в интервале 341—1480 м, представлен элевропсаммитовыми туфами и туффитами андезитов и базальтов и, по данным спорово-пыльцевого анализа пород, является предположительно аналогом бошняковской подсвиты верхнего мела. В интервале 1480—4104 м вскрыта толща порфиринов, базальтов и диабазов с редкими прослойками туфов предположительно нижнемелового возраста. Ниже, в интервале 4104—4215 м, в разрезе представлены амфиболовые породы, базальты и спилиты предположительно домезозойского возраста (Пискунов, Хведчук, 1976).

Точечные температурные измерения в интервале 0—1300 м проводились 24—26.IX 1973 г., 6.VI 1974 г., 22—23.X 1974 г. и 14—16.VI 1975 г. по общепринятой методике (Тихомиров и др., 1970). В 1975 г. осуществлена непрерывная запись температуры при подъеме и суточные наблюдения на отдельных глубинах. По результатам измерений построены термограммы (см. рисунок, таблицу). Исследование изменений температуры во времени убедительно свидетельствует, что во вскрытой скважине толще горных пород продолжается процесс восстановления естественного температурного поля, нарушенного при бурении. Для определения величины геотемпературного градиента использованы результаты измерений 14—15 июня 1975 г., проведенных после двадцатидвухмесячной выстойки скважины. Температура по стволу скважины в общем равномерно возрастает от 16,27° С на глубине 150 м до 56,85° С на глубине 1200 м. В этом интервале выделяются 5 участков, в каждом из которых температурный градиент постоянен и соответственно равен для интервалов:

200— 400 м —  $4,16 \pm 0,05^\circ \text{C}/100 \text{ м}$

400— 500 м —  $3,79 \pm 0,12^\circ \text{C}/100 \text{ м}$



Термограмма скв. 1-П, о-в Монерон. 1 — алевролит; 2 — песчаник; 3 — туффиты, туфобрекчии, туфы; 4 — базальты, порфириды, андезиты.

500— 700 м —  $3,69 \pm 0,05^\circ \text{C}/100 \text{ м}$   
 700—1000 м —  $3,79 \pm 0,03^\circ \text{C}/100 \text{ м}$   
 1000—1200 м —  $3,62 \pm 0,05^\circ \text{C}/100 \text{ м}$

Результаты температурных измерений в скважине 1-П (о-в Монерон)

Глубина, м	Температура, °С			
	25—26.IX 1973	6.VI 1974	22—23.X 1974	14—16.VI 1975
1	2	3	4	5
25,7	15,27	13,88	—	10,01
30,0	—	—	10,98	—
35,3	—	—	—	10,77
40,0	—	12,64	11,81	—
45,1	—	—	—	11,38
50,0	16,85	13,02	12,30	11,61
75,0	18,28	—	—	12,81
100,2	19,46	15,37	—	13,93
101,3	—	—	14,70	—
125,2	20,72	—	—	—
131,4	—	—	—	15,53
150,1	21,58	17,66	16,94	16,27
175,1	22,67	—	—	17,55
200,1	23,60	19,99	19,32	18,72
225,1	24,29	—	—	19,77
250,0	25,28	21,87	21,28	20,71
275,0	26,26	—	—	21,80
300,0	27,41	24,00	23,42	22,90
325,0	28,40	—	—	23,82
350,0	29,48	26,08	25,46	24,91
375,2	30,54	—	—	25,96
400,0	31,58	28,19	27,58	27,04
425,0	32,52	—	—	28,03

1	2	3	4	5
450,0	33,25	30,05	29,50	28,98
475,1	34,15	—	—	29,94
50,0	35,18	31,84	31,40	30,88
525,0	36,01	—	—	—
531,2	—	—	—	32,14
550,3	36,88	33,84	33,32	—
556,1	—	—	—	33,06
600,0	38,41	35,41	35,08	34,55
625,2	39,31	—	—	35,46
650,0	40,22	37,23	36,91	36,39
675,0	41,10	—	—	37,32
700,0	41,97	39,02	—	38,26
724,75	42,78	—	—	39,18
749,70	43,68	40,90	40,62	40,14
774,65	44,66	—	—	41,10
799,7	45,59	42,84	42,56	42,12
849,5	47,19	44,71	44,43	44,06
874,85	48,10	—	—	45,02
899,3	48,93	—	—	45,92
924,6	49,90	—	—	46,83
949,2	50,74	48,26	48,01	47,69
979,7	—	—	—	48,85
999,2	52,44	50,10	49,92	49,62
1024,45	53,35	—	—	—
1030,0	—	—	—	50,77
1049,2	54,16	51,91	51,75	51,49
1074,2	55,00	—	—	52,35
1099,1	55,87	53,63	53,50	53,27
1124,0	56,66	—	—	54,16
1149,0	57,42	55,36	55,25	55,05
1174,0	—	—	—	55,90
1199,0	59,15	57,13	57,05	56,85
1223,9	60,02	—	—	—
1249,0	60,90	57,54	—	—
1299,2	62,67	—	—	—
1348,5	64,31	—	—	—
1398,6	65,96	—	—	—
1448,6	67,56	—	—	—
1498,4	69,09	—	—	—

Примечание. Время выстойки скважины перед первым измерением — 1 мес., вторым — 9,5 мес., третьим — 14 мес., четвертым — 22 мес. Прочерк обозначает: измерения не производились.

По данным термокаротажа, 26.II 1973 г. на временном забое 3907 м зафиксирована температура 147,4°С. По данным температурных измерений, выполненных нами 15.VI 1975 г., на глубине 1200 м зафиксирована температура 56,85°С. Используя эти данные для качественной оценки геотемпературного градиента в интервале 1200—4000 м, получили величину 3,35°С/100 м. Эта величина является, по-видимому, нижним пределом истинного градиента вследствие продолжающегося процесса восстановления естественных температур в скважине.

Для определения теплопроводности в лабораторных условиях был использован 101 образец зерна из скв. 1-П. Определения теплопроводности выполнялись сравнительным методом (Волкова, 1975). Разрез скважины можно охарактеризовать следующими средними значениями теплопроводности:

интервал	400—500 м	— 3,15 ± 0,75	мкал/(см·с·град)	(7 образцов)
	500—700 м	— 3,29 ± 0,49	»	(8 образцов)
	700—1000 м	— 3,14 ± 0,50	»	(16 образцов)
	1000—1200 м	— 3,25 ± 0,25	»	(7 образцов)
	1200—4000 м	— 3,25 ± 0,80	»	(59 образцов)

Согласно полученным данным по геотемпературному градиенту и теплопроводности, тепловой поток в интервалах:

400— 500 м	равен	$1,19 \pm 0,28$	мккал/(см <sup>2</sup> ·с),
500— 700 м	»	$1,20 \pm 0,18$	мккал/(см <sup>2</sup> ·с),
700—1000 м	»	$1,19 \pm 0,19$	мккал/(см <sup>2</sup> ·с),
1000—1200 м	»	$1,18 \pm 0,25$	мккал/(см <sup>2</sup> ·с).

В целом для толщи 400—1200 м средний тепловой поток оценивается величиной  $1,19 \pm 0,25$  мккал/(см<sup>2</sup>·с). Для интервала 1200—4000 м средний тепловой поток равен  $1,09 \pm 0,11$  мккал/(см<sup>2</sup>·с). Но эта величина является нижним пределом истинного значения и поэтому имеет ориентировочный характер.

В соответствии с полученной оценкой теплового потока Монеронское поднятие следует отнести к Сахалино-Хоккайдской области пониженного теплового потока, тесно контактирующей с областью высокого теплового потока в Японском море и южной части Татарского пролива (Веселов, Туезов, 1972).

В 13 образцах из скважины 1-П, представляющих интервал 341—3715 м, проведено определение содержания радиоактивных элементов U, Th, K, что позволило качественно оценить коровую составляющую внутриземного теплового потока, обеспеченную радиоактивными распадом долгоживущих изотопов. По предварительной оценке, для о-ва Монерон она равна 0,8 мккал/(см<sup>2</sup>·с). Следовательно, мантийная составляющая теплового потока для о-ва Монерон не превышает 0,4 мккал/(см<sup>2</sup>·с), тогда как в южной части Татарского пролива коровая составляющая не превышает трети фиксируемого теплового потока, а мантийная достигает 1,5 и более мккал/(см<sup>2</sup>·с). Вследствие этого под южной частью Татарского пролива изотермы находятся значительно ближе к поверхности, чем в Сахалино-Хоккайдской области пониженного теплового потока. Так, согласно проведенной оценке распределения температур в земной коре вдоль профиля ГСЗ-19, изотерма 400°С под о-вом Монерон находится на 25 км глубже, чем в пункте, расположенном в 50 км к западу от острова. На глубине 28 км вблизи подошвы коры температура недр под Татарским проливом в 50 км к западу от острова более чем на 500° превышает температуру недр о-ва Монерон, и горизонтальный градиент температур на этой глубине может достигать 10,9°С/км. Подобные горизонтальные геотемпературные градиенты должны вызвать значительные термоупругие напряжения в основании коры для зоны контакта областей высокого и низкого тепловых потоков, приуроченной к Монеронскому поднятию.

Преобразуя формулу тензора напряжений, вызванных изменением температуры тела (Ландау, Лифшиц, 1965), для случая двумерного пространства получим выражение для оценки термоупругих напряжений между блоками горных пород:

$$\sigma_{ik} = \frac{\alpha \cdot E \cdot \Delta T}{3(1 + \sigma)}, \quad (1)$$

где  $\alpha$  — коэффициент теплового расширения тел;  $E$  — модуль продольной упругости (модуль Юнга);  $\sigma$  — коэффициент Пуассона;  $\Delta T$  — разность температур на расстоянии 1 км между двумя блоками. Значения коэффициента теплового расширения тел, модуля Юнга и коэффициента Пуассона составляют для гранитных пород соответственно  $3 \cdot 10^{-5}$  град<sup>-1</sup>,  $4 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup> и 0,26. Для габбро эти коэффициенты в той же последовательности равны  $3 \cdot 10^{-5}$  град<sup>-1</sup>,  $9,5 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup> и 0,28. В соответствии с уравнением (1) термоупругие напряжения в интервале глубин 15—30 км равны  $4—8 \cdot 10^7$  дн/см<sup>2</sup>. Пределы прочности горных пород на разрыв характеризуются средними величинами  $3 \div 5 \cdot 10^7$  дн/см<sup>2</sup> (Магницкий, 1965). Из сопоставления этих величин с

рассчитанными по формуле (1) видно, что разрушающие напряжения горных пород за счет значительных горизонтальных градиентов температур достигаются в данной зоне на глубинах 15—30 км, что, вероятно, должно приводить к нарушению сплошности массива горных пород и разрядке в виде землетрясений. Считаем необходимым сопоставить наши оценки с результатами анализа Монеронского землетрясения магнитудой 7,2, происшедшего 5—6 сентября 1971 г. (Соловьев и др., 1973). Глубина гипоцентра, согласно макросейсмическим и инструментальным данным,  $15 \pm 5$  км, что не противоречит полученному нами результату. Найденные эпицентры приурочены к разлому, находящемуся к северо-западу от о-ва Монерон на краю шельфа и совпадающему с зоной контакта областей высокого и низкого тепловых потоков.

### В ы в о д ы

Проведенные на острове Монерон геотермические исследования показали, что он входит в Сахалино-Хоккайдскую область пониженного теплового потока, находясь на западной ее окраине в зоне контакта с областью высокого теплового потока, охватывающей Япономорскую впадину и южную часть Татарского пролива. Предварительный расчет термоупругих напряжений в коре зоны контакта высокого и низкого тепловых потоков показал равнозначность их величин пределу критической прочности пород основного состава, что создает реальную возможность их разрядки посредством землетрясений. Результаты данной работы свидетельствуют о необходимости проведения более детальных геотермических исследований в зонах контактов областей с контрастными значениями теплового потока с целью определения ряда термодинамических и упругих параметров недр, в том числе и термоупругих напряжений.

### ЛИТЕРАТУРА

- Веселов О. В., Туезов И. К. Тепловой поток в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса.— Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану (Труды СахКНИИ, в. 26). Владивосток, 1972.
- Волкова Н. А. Использование метода Брайниной для определения коэффициента теплопроводности образцов горных пород.— Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. (Труды СахКНИИ, в. 30). Владивосток, 1975.
- Ерохов В. Ф., Жидкова Л. С., Литвиненко А. У., Сирьк И. М., Шилов В. Н. Геологическое строение о-ва Монерон (Японское море).— «Геол. и геофиз.», 1971, № 1.
- Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Теория упругости. М., «Наука», 1965.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Пискунов Б. Н., Хведчук И. И. Новые данные о составе и возрасте отложенной острова Монерон (северная часть Японского моря).— ДАН СССР, 1976, т. 226, № 3.
- Соловьев С. Л., Леонов Н. Н., Оскорбин Л. С., Волкова Л. Ф., Воробьева Е. А. Монеронское землетрясение 5—6 сентября 1971 г.— ДАН СССР, 1973, т. 212, № 1.
- Тихомиров В. М., Туезов И. К., Волкова Н. А., Веселов О. В. Тепловой поток в Приморье.— Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. (Труды СахКНИИ, в. 24). Владивосток, 1970.

## СТАЦИОНАРНАЯ МОДЕЛЬ ТЕМПЕРАТУР ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

*В. В. Соинов, В. Н. Соловьев*

К наиболее принятым в настоящее время методам оценок температур в верхней мантии относятся:

- 1) расчет по уравнению теплопроводности с распределенными источниками тепла и заданными граничными и начальными условиями;
- 2) по температурам плавления и фазовых переходов вещества, близкого к составу верхней мантии и с учетом лабораторных и геофизических данных.

Рядом исследователей для рассматриваемого региона получены расчеты температур на основе решения стационарного уравнения теплопроводности (см. таблицу) (Любимова, 1968; Смирнов, 1968; Веселов и др., 1976).

Распределение температур в земной коре и верхней мантии (в °С)

Область	Глубина, км						Авторы расчетов
	20	30	40	50	100	150	
Охотоморская плита	350	500	650	750	1180	—	Любимова, 1968
Курильская котловина	700	900	1200	—	—	—	Веселов и др., 1976
Островные дуги							
о-ва Итуруп	900	1000	—	—	—	—	Веселов и др., 1976
о-ва Хонсю	750	980	—	—	—	—	Коно, 1966
Островные дуги	—	1050	—	1300	1400	—	Смирнов, 1968
Краевые океанические желоба	—	230	—	400	690	—	Смирнов, 1968
желоба	150	270	380	—	—	—	Веселов и др., 1976
Океанические плиты	—	460	—	510	990	1290	Смирнов, 1968
	300	450	600	—	—	—	Веселов и др., 1976

лов и др., 1976). В первую очередь следует отметить близость оценок температур на глубинах 20—40 км в земной коре и верхней мантии, причем неоднозначность не превышает 25% средней величины температуры под определенными районами, а для верхней мантии под островными дугами — не более 10%. Величина погрешностей определяется неоднозначностью теплофизического разреза и моделями распределения радиогенных источников в земной коре. Сопоставление температур на одних и тех же глубинах вкрест простирания островных дуг по независимым оценкам показывает, что температура верхней мантии под глубоководными котловинами на 400—500°С выше океанических. При таком распределении температур верхняя мантия под желобом характеризуется еще более низкой температурой, величиной до 230—260°С на глубине 20 км под Курило-Камчатским желобом в районе о-ва Итуруп. Очевидны различия в термическом режиме верхней мантии внутри самой переходной зоны, где интенсивность тепловых процессов убывает по мере удаления от западных окраин островных дуг к окраине континента. При этом наряду с уменьшением абсолютных температур на границе М наблюдается уменьшение вертикального температурного градиента верхней мантии с 20—30°С/км до

5—10°С/км. Вывод о мантийной природе источника высокого теплового потока окраинных морей подтверждается и другими оценками, в частности оценками составляющей теплового потока за счет радиогенного тепла земной коры и корреляционными соотношениями между мощностью земной коры и величиной теплового потока (Волкова, 1975).

Более неопределенными остаются наши знания о распределении температур внутри верхней мантии переходной зоны. Достаточно детально разработаны лишь основанные на гипотезе плитовой тектоники (Сорохтин, 1974) модели термического режима верхней мантии над погружающейся литосферой, в этом случае аномальный тепловой поток объясняется диссипацией энергии вязкого трения погружающейся литосферы. Предлагаются и альтернативные модели, где тепловые процессы в геосинклинали вызываются или фазовым переходом оливин — шпинель, происходящим на глубине 360—420 км, или наклонным подъемом глубинного разогретого вещества верхней мантии к основанию земной коры (Гордиенко, 1974).

Перечисленные модели связаны с сильными допущениями различного характера, проверка истинности которых сопряжена со значительными трудностями экспериментальных и теоретических геофизических исследований.

Авторами предлагается другой способ решения вопроса о распределении температур в верхней мантии переходной зоны, основанный на решении уравнения Лапласа с использованием конкретных геофизических данных о поверхностном тепловом потоке, мощности земной коры, данных МТЗ. В первом приближении высокий тепловой поток окраинных морей можно представить как аномалию на фоне нормального океанического и континентального тепловых потоков. В то же время равенство последних предполагает различие в распределении температур верхней мантии под континентами и океанами. В этом случае область возмущенных температур мантии переходной зоны ограничивается указанными распределениями по глубине и высоким тепловым потоком на поверхности. В Охотоморском регионе эта область верхней мантии отделена от океанической зоной Бенниофа, падающей под углом примерно в 45°, и геометрически определяется в виде прямоугольного равнобедренного треугольника с катетами приблизительно 600—660 км (длина профиля ГСЗ 1—М—1—0). Распределение температур внутри треугольника будет зависеть от распределения температур по контуру треугольника и при условии однородной среды с отсутствием источников тепла определяется решением двумерной задачи Дирихле. Последнее допущение не является критическим, поскольку, как указывалось выше, аномалия рассматривается на фоне «нормальных» мантийных температур. Распределение температур внутри области находилось по методу ортогонализации фундаментальных решений уравнения Лапласа в круге—1,  $x$ ,  $y$ ,  $x^2 - y^2$ ,  $2xy$ ,  $x^3 - 3xy^2$ ,  $3x^2y - y^3$ ... — контуре треугольника. Построение последовательности линейных комбинаций  $\{\varphi_n\}$  из таких гармонических полиномов, ортогональных и нормированных на контуре треугольника, т. е. удовлетворяющих условию

$$\int_L \varphi_i \varphi_j ds = \begin{cases} 0, & \text{если } i \neq j \\ 1, & \text{если } i = j \end{cases}$$

приводилось по известной процедуре Грама-Шмидта. Если разложить заданную контурную функцию  $F(S)$  в ряд по полной и замкнутой системе  $\{\varphi_n\}$ :

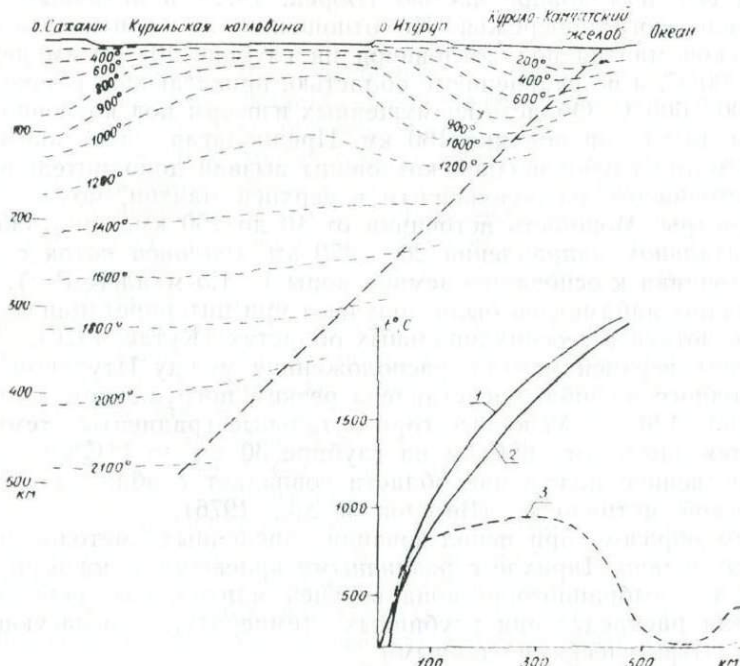
$$F(S) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \varphi_n(S), \quad (1)$$

то решение задачи Дирихле внутри треугольника, очевидно, можно представить в виде ряда

$$T(x, y) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \varphi(x, y). \quad (2)$$

Равномерная сходимость (2) гарантирована (Канторович, Крылов, 1972), если  $F(S)$  — непрерывная функция. Количество членов ряда, представляющих приближенное решение, оценивалось по сходимости на границе.

В качестве конкретного примера применения предложенного способа приводится расчет распределения температур в области верхней мантии, расположенной по профилю ГСЗ 1—М—1—0 (см. рисунок).



Стационарные температуры верхней мантии Охотоморского региона. Кривые 1, 2, 3 — соответственно температуры континентальной, океанической верхней мантии и на глубине 30 км по профилю ГСЗ 1—М—1—0

Температуры на глубине 30 км, представленные кривой 3, оценивались по решению одномерного уравнения Лапласа с учетом теплофизических свойств земной коры и верхней мантии и модели вещественного состава (Веселов и др., 1976), а сама кривая аппроксимировалась рядом Фурье типа

$$T(x, 0) \approx \sum_{n=1}^{\infty} \left( A_n \cos \frac{n\pi y}{x} + B_n \sin \frac{n\pi y}{x} \right), \quad (3)$$

где  $y$  — вертикальный и горизонтальный размер. Для океанического и континентального блоков верхней мантии температуры приняты по расчетам Я. Б. Смирнова (1968), но температуры на глубинах порядка 100 км нами завышены до 900—1000° С с учетом положения глубины электропроводящего слоя, по данным МТЗ (Юкутаки, 1972). Кривые аппроксимировались полиномом третьей степени вида

$$T^{0, v}, T^1, T^2(y, y-y) \approx p^1, y^3 + q^1, y^3 + n^1, y^2 + m^1, y^2. \quad (4)$$

Граничные условия (3, 4) реализуются соответствующим образом в коэффициенты  $A_n$  ряда (2), что является несомненным удобством при расчете различных вариантов моделей. Из-за громоздкости коэффициентов  $A_n$  выражения для них здесь не приводятся, укажем лишь, что сходимость ряда (2) с погрешностью до 1—2% обеспечивается при  $n=11$ .

Рассчитанная модель температур верхней мантии характеризуется следующими особенностями. Изотерма 1000°С плавно поднимается с глубины 130 км (под о-вом Сахалин) до глубины 40 км (восточный борт Курильской глубоководной впадины), а затем резко опускается в сторону океана на глубину до 100 км. Положение изотермы в районе о-ва Итуруп хорошо согласуется с залеганием электропроводящего слоя под его центральной частью (Борец, 1972) и активным вулканизмом западного побережья. По отношению к континентальной и океанической мантия под котловиной на глубине 40—60 км перегрета на 500—300°С, а по сравнению с областью, прилегающей к зоне Бениофа, на 500—600°С. Область возмущенных изотерм под котловиной простирается до глубин порядка 180 км. Предполагая, что аномальный тепловой поток глубоководной котловины вызван дополнительным тепловым источником, расположенным в верхней мантии, можно оценить его параметры. Мощность источника от 40 до 150 км, протяженность в горизонтальном направлении 200—250 км, тепловой поток с поверхности источника к основанию земной коры 1—1,5 мкал/(см<sup>2</sup>·с). Подобные величины параметров были получены при интерпретации аномалий теплового потока в геосинклинальных областях (Кутас, 1976).

Область верхней мантии, расположенная между Итурупом и осью глубоководного желоба, представлена резким погружением изотерм до глубин 100—120 км. Условные горизонтальные градиенты температур изменяются здесь от 6°С/км на глубине 30 км до 1°С/км — 100 км. Пространственное положение области совпадает с областью высокой сейсмической активности (Веселов и др., 1976).

Таким образом, при использовании численных методов решения двумерной задачи Дирихле с различными краевыми условиями, характерными для выбранного региона верхней мантии, возможно построение модели распределения глубинных температур, согласующейся с другими геофизическими данными.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Борец В. В. Некоторые характеристики электромагнитного поля Земли на островах Кунашир и Шикотан.— VII конференция молодых ученых и специалистов СахКНИИ ДВНЦ АН СССР (Тезисы докладов). Новоалександровск, 1972.
- Веселов О. В., Павлов Ю. А., Соинов В. В., Тараканов Р. З., Федорченко В. И. Верхняя мантия и ее неоднородности.— Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Волкова Н. А. Составляющая теплового потока за счет радиоактивности коры в северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. (Труды СахКНИИ, в. 30). Владивосток, 1975.
- Гордиенко В. В. Тепловые аномалии геосинклипалей. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Канторович Л. В., Крылов В. И. Приближенные методы высшего анализа. М., «Наука».
- Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры юго-запада СССР.— АДД. Киев, 1976.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
- Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— «Геотектоника», 1968, № 6.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.
- Юкутаки Г. Изучение аномального распределения электропроводности мантии в Японии.— Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг (Материалы первого советско-японского симпозиума в г. Находка в октябре 1970 г.). (Труды СахКНИИ, в. 33). Южно-Сахалинск, 1972.

## ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ САХАЛИНА В КАИНОЗОЕ

*Н. А. Волкова*

Одной из отличительных особенностей поля теплового потока в Охотоморском регионе является неоднородность в его распределении. При высокой средней величине теплового потока для Охотского моря, составляющей  $1,98 \pm 0,82$  мккал/(см<sup>2</sup>·с), здесь выделяется несколько участков с пониженными и низкими значениями. Это район острова Сахалин и ряд пунктов на его восточном шельфе, участок, прилегающий с северо-запада к Курильской котловине, а также район Курильского глубоководного желоба, входящий в геосинклинальную систему Курильской островной дуги.

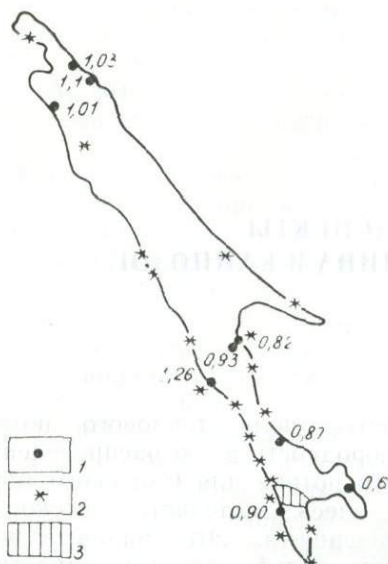
Известны попытки показать, что пониженные значения теплового потока вблизи северо-западного борта котловины связаны с искажающим влиянием рельефа дна и контрастной теплопроводностью неуплотненных осадков и подстилающего их фундамента, а в желобе — с процессами осадконакопления и аккумуляции энергии сейсмоупругих напряжений (Савостин, 1970; Смирнов, Сугробов, 1975).

В данной работе рассматривается возможность взаимосвязи поля теплового потока на Южном Сахалине с такими геологическими процессами, как неогеновый вулканизм, сейсмичность, история формирования рельефа. При этом принималось во внимание, что наибольшее влияние на тепловой поток могут оказать события, происходившие в плейстоценовый и плиоценовый периоды (Birch, 1950).

Фактор плейстоценового оледенения не рассматривается, т. к. на юге острова его не было (Александрова, 1976). Значительная глубина ряда исследованных скважин позволяет избежать введения топографической поправки. Охлаждающее влияние морского бассейна оценивалось автором для скважины 5 Северо-Айской площади, расположенной в 500 метрах от берега моря. Поправка получилась равной 5% измеренного градиента 30°С/км.

На Сахалине, особенно в центральной и южной частях острова, довольно широко распространены следы проявления магматической деятельности, начало которой относится к раннему миоцену, а конец — к позднему миоцену — плиоцену (Строение земной коры..., 1976). В ходе геотермических исследований были выполнены наблюдения в нескольких пунктах, находящихся поблизости от палеовулканических центров. Это скважины 2-П на Южно-Невельской площади, 1-П на Красногорской, 6 и 7 — на Вахрушевской и скважина на острове Монерон (см. рисунок) (Веселов и др., 1974).

В отложениях, вскрытых разрезами этих скважин, отчетливо видны следы вулканической и магматической активности. В разрезе скв. 1-П на Южно-Невельской площади отложениями холмской свиты нижнего и среднего миоцена вскрыты кремнистые туфогенные алевролиты с подчиненными прослоями туфогенных аргиллитов, туфогенных песчаников, андезитовых туфов и туффитов. На Красногорском участке



Распределение теплового потока на Сахалине и положение палеовулканических центров: 1 — пункты теплового потока; 2 — палеовулканические центры; 3 — рассматриваемый участок сейсмоактивной зоны.

вся толща осадочных пород рассечена дайками базальтов, долеритов, диабазов, андезитов и андезито-базальтов. На Вахрушевской площади скважинами 6 и 7 вскрыты отложения чеховской свиты, сложенной андезитами, базальтами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфоагломератами, туфогенными песчаниками.

Продукты миоценового и миоцен-плиоценового вулканизма, относящиеся к полю толеитовых и известково-щелочных пород, позволяют допустить, что выплавление их произошло на глубине 40—70 км около 25 млн. лет назад (Лутц, 1976). Однако существование этого источника тепла не отразилось на наблюдаемом в настоящее время на Южном Сахалине поле теплового потока. Так, определенный в районах палеовулканических центров тепловой поток составил 0,87 тпе на Южно-Невельской площади, 1,26 — на Красногорской, 0,90 — на Вахрушевской и 1,18 — на о-ве Монерон. Эти значения по величине близки к полученным на Северном Сахалине, где не обнаружено признаков возможного нахождения вулканических центров.

Нормальные и несколько пониженные значения потока на Южном Сахалине при наличии в недавнем прошлом на глубине 40—70 км зоны фракционного плавления могут быть связаны с инерционностью процесса теплопередачи. Эффект от источника на глубине в несколько десятков километров проявляется на поверхности через 20—30 млн. лет после включения и в течение еще 10—20 млн. лет остается малозаметным и труднофиксируемым (Гордиенко, 1975).

Справедливо будет предположить, что часть тепловой энергии в недрах Земли может расходоваться на накопление термоупругих напряжений. Оценить эту «скрытую» энергию можно по энергии землетрясений.

Сахалин характеризуется умеренным уровнем сейсмичности. Один из наиболее сейсмичных районов расположен на юге острова в его западной части. Здесь происходят землетрясения с магнитудами 5,75—5,0; 4,75—4,0; 3,75—3,0 (см. рисунок) (Атлас Сахалинской области, 1967). В соответствии с графиком повторяемости сахалинских землетрясений, в аналитической форме имеющем вид  $\lg n = 3,22 - 0,79 M$  (Соловьев и др., 1967), землетрясения с магнитудой 5,75 происходят в среднем 0,05 раза в год; 4,75—0,3; 3,75 — 2 раза в год. Тогда в соответствии с формулой Бота (Стейси, 1972) получаем, что на Южном Са-

халине в процессе землетрясений выделяется энергия, в единицах теплового потока составляющая  $0,3 \cdot 10^{-9}$  кал(см<sup>2</sup>·с), что более чем на три порядка ниже плотности внутриземного теплового потока. Таким образом, процесс накопления термоупругих напряжений не может рассматриваться в качестве фактора, влияющего на величину теплового потока на Южном Сахалине.

В течение кайнозоя рельеф о-ва Сахалин развивался под влиянием вертикальных перемещений, процессов денудации и осадконакопления. Скорости подъема и прогибания земной поверхности в неогене оценивались по данным Мельникова (1970), а в четвертичном периоде — по данным, помещенным в «Геологии СССР» (1970). Из этих данных следует, что в плиоцене на западном и восточном побережьях Сахалина происходило прогибание земной поверхности, скорость которого в пунктах геотермических наблюдений можно оценить величиной  $\sim 1-2 \cdot 10^{-2}$  см/г. Это прогибание в плейстоцене сменилось подъемом со скоростью  $\sim 2-3 \cdot 10^{-2}$  см/г. Продолжительность процесса в плиоцене можно оценить в 5 млн. лет, а в четвертичное время — 1 млн. лет, что позволяет получить скорости перемещения земной поверхности, близкие к максимально возможным. Для оценки влияния на тепловой поток процессов, формировавших рельеф Сахалина, было использовано решение уравнения теплопроводности, полученное А. Е. Бенфилдом (Benfield, 1949), из которого

$$g_n = g - 0,5 \left( g + \frac{\lambda}{v} \right) \left\{ \operatorname{erf} c \left( \frac{x+vt}{2\sqrt{kt}} \right) - 2v \left( \frac{t}{\pi k} \right)^{1/2} \cdot \exp \left[ - \left( \frac{x+vt}{2\sqrt{kt}} \right)^2 \right] - \right. \\ \left. - \left[ 1 - \frac{v}{k} (x-vt) \right] \exp \left( - \frac{vx}{k} \right) \operatorname{erf} c \left( \frac{x-vt}{2\sqrt{kt}} \right) \right\}, \quad (1)$$

где  $g_n$  — измеренный температурный градиент, °С/см;  $g$  — невозмущенный температурный градиент, °С/см;  $\lambda$  — скорость изменения температуры поверхности из-за поднятия, °С/с;  $v$  — скорость денудации, см/г;  $k$  — коэффициент теплопроводности, см<sup>2</sup>/с;  $t$  — продолжительность процесса, с;  $x$  — глубина, см;  $u$  — скорость подъема, см/г;  $p = u/v$ . Для прогибания и осадконакопления в (1)

$$u = -u; \quad v = -v.$$

Величина искажения теплового потока в процессе формирования рельефа

t, лет	K, см <sup>2</sup> /С	U, см/г.	x, км	$g(g_n)v$		
				n=1	n=2	n=5
1	2	3	4	5	6	7
10 <sup>7</sup>	10 <sup>-2</sup>	0,1	0	1,55	1,63	1,87
			1	0,50	0,46	0,20
			10	1,55	1,63	1,87
			1	0,61	0,56	0,20
			10	1,21	1,24	1,32
			10	0,77	0,70	0,60
	5 · 10 <sup>-3</sup>	0,1	0	1,78	1,89	
			1	0,48	0,41	
			1	1,45	1,52	1,72
			10	0,50	0,43	0,26
			10	1,09	1,10	1,13
			10	0,90	0,90	0,89
10 <sup>6</sup>	10 <sup>-2</sup>	0,1	0	1,16	1,18	1,25
			1	0,83	0,80	0,74
			1	1,09	1,10	1,14
			1	0,84	0,82	0,76
			5	1,05	1,06	1,08
			5	1,03	1,03	1,05

1	2	3	4	5	6	7		
$10^5$	$5 \cdot 10^{-3}$	0,1	0	$\frac{1,24}{0,80}$	$\frac{1,27}{0,78}$	$\frac{1,37}{0,71}$		
			1	$\frac{1,15}{0,84}$	$\frac{1,18}{0,81}$	$\frac{1,24}{1,70}$		
			5	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$		
	0		$\frac{1,04}{0,95}$	$\frac{1,05}{0,92}$	$\frac{1,06}{0,89}$			
	1		$\frac{1}{0,98}$	$\frac{1}{0,97}$	$\frac{1}{0,95}$			
	0		$\frac{1,02}{0,92}$	$\frac{1,02}{0,92}$	$\frac{1,03}{0,90}$			
$10^7$	$5 \cdot 10^{-3}$	0,03	0	$\frac{1,31}{0,74}$	$\frac{1,36}{0,70}$	$\frac{1,50}{0,59}$		
			1	$\frac{1,30}{0,76}$	$\frac{1,35}{0,71}$	$\frac{1,49}{0,59}$		
			5	$\frac{1,19}{0,83}$	$\frac{1,22}{0,81}$	$\frac{1,30}{0,74}$		
	0		$\frac{1,09}{0,90}$	$\frac{1,10}{0,90}$	$\frac{1,14}{0,85}$			
	$10^7$		$5 \cdot 10^{-3}$	0,02	0	$\frac{1,20}{0,82}$	$\frac{1,22}{0,80}$	$\frac{1,28}{0,72}$
					1	$\frac{1,19}{0,33}$	$\frac{1,21}{0,81}$	$\frac{1,27}{0,73}$
5		$\frac{1,13}{1,05}$			$\frac{1,15}{1,05}$	$\frac{1,20}{1,07}$		
$5 \cdot 10^6$		$5 \cdot 10^{-3}$	0,02		0	$\frac{1,14}{0,88}$	$\frac{1,16}{0,87}$	$\frac{1,23}{0,77}$
					1	$\frac{1,13}{0,88}$	$\frac{1,14}{0,87}$	$\frac{1,15}{0,85}$
					5	$\frac{1,08}{0,93}$	$\frac{1,09}{0,92}$	$\frac{1,12}{0,89}$
$10^6$	$5 \cdot 10^{-3}$	0,02		0	$\frac{1,06}{0,94}$	$\frac{1,06}{0,94}$	$\frac{1,09}{0,91}$	
				1	$\frac{1,04}{0,96}$	$\frac{1,05}{0,95}$	$\frac{1,07}{0,93}$	
				5	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$	
	$10^7$		$5 \cdot 10^{-3}$	0,01	0	$\frac{1,10}{0,90}$	$\frac{1,11}{0,89}$	$\frac{1,15}{0,85}$
					1	$\frac{1,10}{0,90}$	$\frac{1,11}{0,89}$	$\frac{1,15}{0,85}$
					5	$\frac{1,06}{0,94}$	$\frac{1,06}{0,94}$	$\frac{1,10}{0,90}$
$5 \cdot 10^6$			0		$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$	
			1					
			5					

Примечание. В числителе — случай прогибания и осадконакопления, в знаменателе — подъема и эрозии.

Результаты оценки величины искажения геотермического градиента по (1) приведены в таблице. Искажения, возникающие в процессе осадконакопления и прогибания, составляют 10—15% для Южно-Невельской и Вахрушевской площадей и 15—20% — для Красногорской. Поднятие земной поверхности в четвертичное время может привести к искажению теплового потока на величину  $\sim 10\%$  (см. таблицу).

Была выполнена оценка искажения градиента для процессов подъема и осадконакопления, наиболее соответствующих условиям в рассматриваемых районах Сахалина в плиоцен-четвертичное время. При скорости подъема, равной 0,03 см/г, продолжительности процесса  $10^6$  лет, коэффициенте температуропроводности  $10^{-2}$  см<sup>2</sup>/с, максимальное искажение на поверхности составило 15%, что несколько меньше, чем в случае подъема и денудации (см. таблицу).

Эффекты прогибания в плиоцене и подъема в плейстоцене противоположны. Отсюда следует, что, по-видимому, искажение теплового потока, обусловленное перемещением земной поверхности, за последние 6 млн. лет не превышает 10—15%.

### Выводы

В статье рассматривается зона пониженного теплового потока, приуроченная к Южному Сахалину. Геологические события, происходившие здесь в недавнем прошлом и происходящие в настоящее время (вулканизм, сейсмичность, вертикальные движения), свидетельствуют об активности земных недр этого района. Однако эта активность не находит отражения в наблюдающемся здесь в настоящее время распределении теплового потока. Предпринятая в данной работе попытка оценить влияние перераспределения энергии земных недр за счет вулканизма, сейсмичности, вертикальных движений показала, что эти факторы не играют решающей роли в наблюдающемся в настоящее время на Южном Сахалине распределении теплового потока.

### ЛИТЕРАТУРА

- Александрова А. Н., Александров С. М. О характере перигляционных отложений на Сахалине.— ДАН СССР, 1976, т. 226, № 2.
- Атлас Сахалинской области. М., ГУГК, 1967.
- Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Козлов Н. А., Соинов В. В. Измерение теплового потока в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— ДАН СССР, 1974, т. 217, № 4.
- Геология СССР. Т. 33. М., «Недра», 1970.
- Гордиенко В. В. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.
- Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М., «Наука», 1970.
- Савостин Л. А. Об одной причине вариаций теплового потока через дно акваторий.— Океанология, т. 14, в. 2, 1970.
- Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Поле аномально низких тепловых потоков Тихоокеанского активного пояса. Тезисы докл. на III сов.-япон. симпозиуме по геодинамике и вулканизму. Пос. Новоалександровск, 1976.

- Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С., Ферчев М. Д. Землетрясения на Сахалине. М., «Наука», 1967.
- Стейси Ф. Физика Земли. М., «Мир», 1972.
- Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Bigch F. Flow of heat in the front Range, Colorado. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 61, № 6, 1950.
- Benfield A. E. The effect of uplift and denudation on underground temperatures. Y. J. Appl. Phys., v. 20, № 1, 1949.

## О ВЗАИМОСВЯЗИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ХАНКАЙСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПРИМОРЬЕ

С. В. Потапов, Т. К. Злобин

Ханкайский срединный массив — одна из крупнейших структурных единиц Приморья. По мнению одних исследователей, он представляет собой реликт древней платформенной структуры, переработанной герцинским этапом тектогенеза (Смирнов, 1963), по мнению других, его следует рассматривать как «ядро роста» (Васильковский, 1960; Петров, 1968). Помимо важного теоретического значения изучение этого региона представляет большой практический интерес: в зоне Ханкайского массива возможно обнаружение угля, железа, олова, флюорита (Радкевич и др., 1968). Большая часть массива скрыта под плащом кайнозойских и мезозойских терригенных образований, мощность которых достигает 1000 м. Поэтому для изучения территории использовались геофизические методы разведки, в том числе сейсмические.

В пределах массива в 1967—1969 гг. были проведены исследования методом ГСЗ (СахКНИИ и Приморским геологическим управлением), а в 1973—1974 гг. — КМПВ (Приморским геологическим управлением).

Наблюдения КМПВ осуществлялись по полным корреляционным системам непрерывным профилированием. Расстояние между профилями составляло от 2—5 км до 10—15 км, длина годографов изменялась от 1,1 до 3—6 км при взрывном интервале 1,1—3,5 км и расстоянии между сейсмоприемниками 25 м. Исследования ГСЗ выполнялись по полной системе вдоль меридионального профиля Зарубино — Кировский и точечным профилированием вдоль широтного профиля Спасск-Дальний — Зеркальный (рис. 1).

На рис. 2 представлен сводный сейсмический разрез земной коры, пересекающий Ханкайский массив в меридиональном направлении в районе г. Спасск-Дальний. Верхняя часть разреза построена на основе структурно-тектонической карты поверхности кристаллического фундамента, нижняя часть — по данным В. В. Аргентова с соавторами (1976). На разрезе выделяются две структуры — Спасская депрессия, расположенная в юго-западной части профиля (110—150 км) и Шмаковский антиклинорий, часть которого пересекается северо-восточным окончанием профиля (150—180 км). Фундамент депрессии гетерогенный и представлен в основном древними протерозойскими образованиями (сланцы, гнейсы, кварциты). Они смяты в складки северо-западного направления (Радкевич и др., 1968), прорванные палеозойскими гранитоидами и перекрыты местами кислыми верхнемеловыми эффузивами. Проанализированные ранее Т. К. Злобиным граничные скорости ( $V_r$ ) волн в породах фундамента восточной части Ханкайского массива и данные бурения и геокартирования кристаллических пород в местах их обнажения на дневной поверхности показали, что протерозойские образования характеризуются скоростями  $V_r = 5,4$ — $6,0$  км/с, кембрийскому комплексу (карбонаты, кремнистые породы) соответствуют значения  $V_r = 4,7$ — $5,3$  км/с, гранитным палеозойским

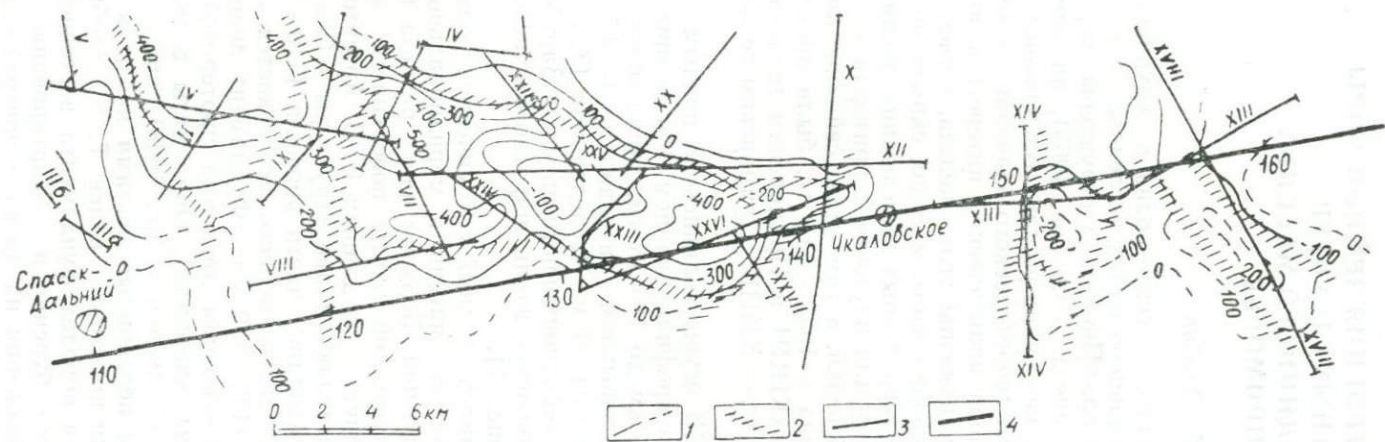


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта восточной части Ханкайского массива, по данным КМПВ. 1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента Ханкайского массива, в метрах; 2 — тектонические нарушения, выделенные сейсморазведкой, 3 — сейсмические профили КМПВ; 4 — профиль ГСЗ (Зарубино — Кировский).

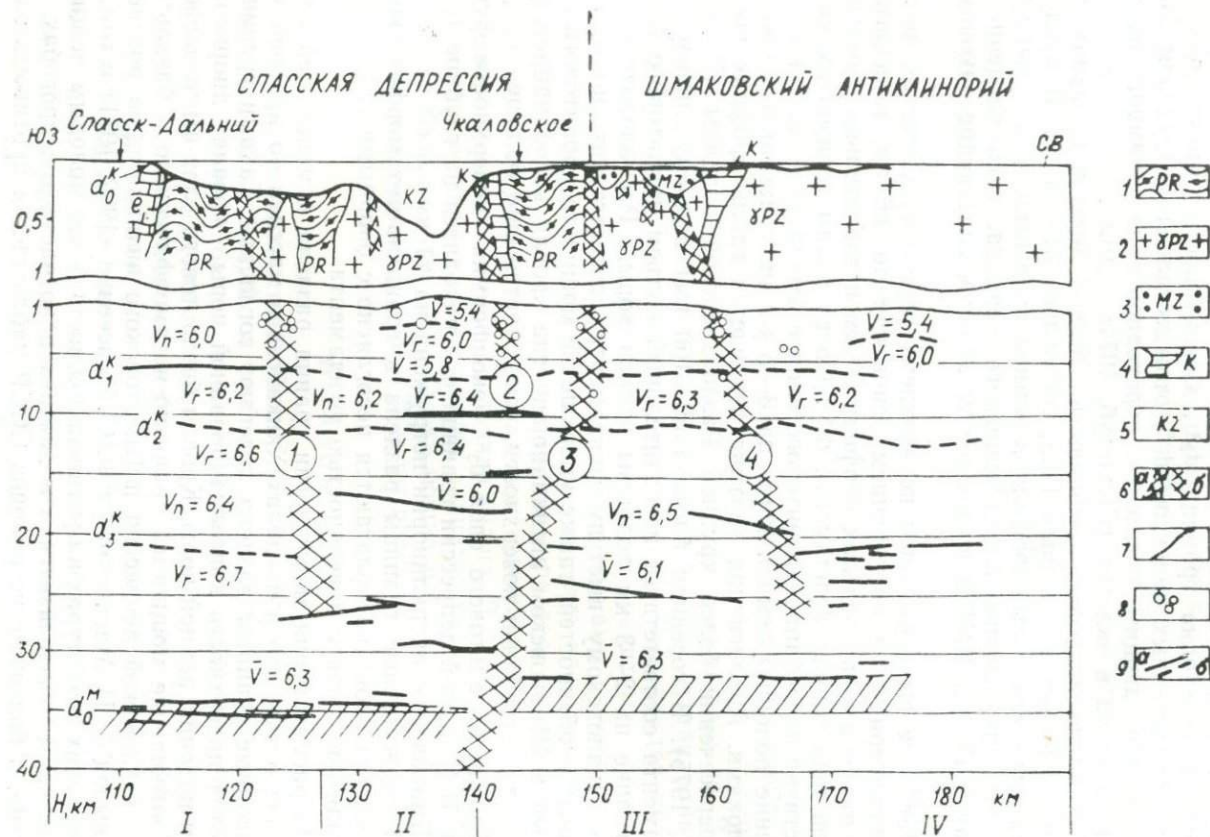


Рис. 2. Разрез земной коры Ханкайского массива, по данным КМПВ и ГСЗ. 1 — протерозойские образования (сланцы, гнейсы, кварциты); 2 — палеозойские интрузии гранитов; 3 — мезозойские песчаники, алевролиты; 4 — мезозойские кислые эффузивы; 5 — кайнозойские осадочные отложения (песчаники, глины, алевролиты); 6 — тектонические нарушения, выделенные по данным КМПВ (а) и ГСЗ (б), цифры в кружках — номера разломов; 7 — контакты пород различного состава; 8 — точки дифракции сейсмических волн; 9 — сейсмические границы, построенные по уверенным (а) и менее уверенным (б) данным.

интрузиям, отличающимся от предыдущего комплекса пород характером распределения скорости (гистограммой  $V_1$ ), отвечает  $V_1 = 4,9-5,3$  км/с, покровы кислых эффузивов характеризуются значениями  $V_r = 4,0-4,6$  км/с. В осадочном платформенном чехле значения средней скорости в основном 1,8—2,0 км/с.

По данным ГСЗ выделен ряд опорных сейсмических границ, прослеженных вдоль всего профиля, а также ряд дискретно прослеженных границ (Аргентов, 1976). Граница  $d_0^k$ , характеризующаяся значением  $V_r = 6,0$  км/с, отождествлена с поверхностью гранитизированного складчатого фундамента Ханкайского массива, являющегося подошвой осадочно-вулканогенного слоя. Граница  $d_1^k$  ( $V_r = 6,2-6,4$  км/с) отождествлена с поверхностью раздела в гранитно-метаморфическом слое (диоритовым слоем, по Бедерке (1960), Моисеенко (1971) и др.). Этот слой ограничен снизу разделом  $d_3^k$  ( $V_r = 6,7$  км/с), который связан с кровлей базальтового слоя. Внутри слоя прослежена еще одна граница  $d_2^k$ . Совокупность отражающих площадок, объединенных индексом  $d_0^m$ , отождествлена с разделом Моховичича, отвечающим, возможно, переходной зоне взаимного превращения базальта в эклогит (Соллогуб, 1971; и др.).

Как видно из разреза, мощность земной коры в пределах Ханкайского массива, по данным ГСЗ, составляет 31—34 км. В пределах рассматриваемой части профиля в земной коре выделены четыре разлома, ограничивающие блоки меньшего порядка. Сопоставление результатов ГСЗ и КМПВ позволяет установить следующие закономерности.

Наиболее выразительная по верхнему горизонту Спасская депрессия характеризуется прогибанием основания до 0,6 км, горизонтальными размерами в пределах профиля 50 км и значительно изрезанной формой поверхности фундамента  $d_0^k$ . По глубоким горизонтам ей соответствует прогибание диоритового слоя с амплитудой до 1 км и погружение подошвы земной коры на 3—5 км по сравнению с соседними блоками. Аналогичная картина отмечается вдоль профиля южнее, при пересечении более крупной Раздольненской впадины (Радкевич и др., 1975). В соседнем блоке (150—160 км) подъем поверхности фундамента соответствует незначительный подъем диоритового слоя и воздымание на 2—3 км подошвы земной коры. Расположенному севернее Чкаловскому выступу фундамента соответствует, помимо отмеченных особенностей, также уменьшение мощности диоритового слоя, который в Шмаковском антиклинории, где кровля консолидированной коры залегает вблизи поверхности, сокращается еще больше.

Кровля базальтового слоя  $d_3^k$  неконформна поверхности фундамента. В Спасской депрессии граница  $d_3^k$  находится на глубине 17 км, а в Шмаковском антиклинории погружена на 21 км.

Промежуточные границы раздела в гранитно-метаморфическом и базальтовом слоях располагаются несогласно с опорными границами и без видимой связи с поверхностью фундамента.

Из рассмотрения морфологии границ раздела и мощностей следует вывод о том, что в пределах Ханкайского массива по крайней мере три опорные границы раздела залегают согласно. Такими границами являются поверхность консолидированной коры, кровля диоритового слоя и подошва земной коры. Кровля базальтового слоя им неконформна. Соотношение мощностей гранитно-метаморфического и базальтового слоев Спасской депрессии и Шмаковского антиклинория подтверждает вывод С. И. Масарского и Ф. С. Моисеенко (1962, 1971) о том, что в герцинских структурах в противоположность более молодым мощность земной коры уменьшается в поднятиях и возрастает в прогибах. Как известно, в большинстве районов СССР наблюдается противоположная

зависимость мощности земной коры от ее основных геоморфологических единиц (Беляевский, Федынский, 1961).

Спасская депрессия и Шмаковский антиклинорий, по данным КМПВ, осложнены целым рядом дизъюнктивных нарушений, часть из которых прослеживается, по данным ГСЗ, в толще земной коры.

Глубинный разлом 1, выделенный ГСЗ в районе 122—125 км, коррелируется с тектоническим нарушением кристаллического фундамента в центральной части Спасской депрессии. К этому нарушению, согласно данным КМПВ, приурочен контакт протерозойских отложений геосинклинального типа с прорывающей их небольшой интрузией гранитов. Последняя, очевидно, и связана с этим разломом.

Севернее описанного разлома, на 142-м км, по данным ГСЗ, установлен разлом 2, который коррелируется с тектоническим нарушением, выделенным здесь по наблюдениям КМПВ. С этим нарушением сбросового типа связано погружение фундамента Спасской депрессии с северо-востока.

Разлом 3, по данным КМПВ, соответствует контакту пород разного состава, который разделяет складчатый гетерогенный фундамент Спасской депрессии от монолитного блока гранитоидов Шмаковского антиклинория. Разлом 3 является глубинным, он пронизывает всю кору и продолжается в верхней мантии. Граница  $d_0^m$  по нему смещена на 3 км.

Сброс, выделенный сейсморазведкой КМПВ в толще интрузий на 156-м км, коррелируется на разрезе ГСЗ с глубинным разломом 4. С этим разломом, возможно, связаны кислые эффузивы, закартированные вблизи него на дневной поверхности.

Небольшие нарушения, предполагавшиеся по данным КМПВ на 152 и 154 км, не нашли отражения на разрезе ГСЗ. Аналогично слабо проявляется на нем выделенный сейсморазведкой южный разлом, пересеченный профилем на 131-м км. Видимо, размеры нарушений оказались за пределами разрешающей способности наблюдений ГСЗ.

Неоднородность земной коры в горизонтальном направлении можно увидеть из описания выделенных геоблоков. Наиболее сложно построен блок 11 (рис. 2). Здесь выделено до 10 границ раздела. В приповерхностном слое этого блока, по данным КМПВ, устанавливается наибольшее количество смен пород фундамента. Выделяются протерозойские образования геосинклинального типа, гранитные интрузии и экструзии эффузивов, четко проявляющиеся сменами значений граничной скорости. Блоки I и III отличаются наиболее простым строением. В них отсутствуют промежуточные границы раздела в основных толщах, почти не фиксируются отражающие площадки в базальтовом слое, однородна вулканогенно-осадочная толща. В блоке IV наблюдается значительная дифференциация как гранитно-метаморфического, так и особенно базальтового слоя. Отражающие площадки в нижней части коры локализованы на 165—175-м км профиля.

### Выводы

Между приповерхностной частью разреза земной коры, освещенной наблюдениями КМПВ, и глубинным строением, изученным ГСЗ, существует корреляционная связь. Установлено обратное соотношение строения приповерхностных структур и земной коры, а также мощности гранитно-метаморфического и базальтового слоев в Спасской депрессии и Шмаковском антиклинории, по сравнению с обычно наблюдаемыми на большинстве разрезов ГСЗ. Эта особенность связывается с историей развития Ханкайского массива как обособленной структурой древнего заложения среди более молодой складчатости Сихотэ-Алиня.

Наблюдается согласное залегание верхних границ раздела между собой и с поверхностью Мохоровичича и обращенный рельеф границы Конрада. Нарушения поверхности фундамента разрывного характера четко прослеживаются в толще земной коры. Нарушения пликвативного вида, а также контактные поверхности пород различного состава, не осложненные сбросами, данными ГСЗ не отмечаются. Глубинный разлом 3, пронизывающий всю кору и уходящий в верхнюю мантию, в приповерхностном слое, по данным КМПВ, соответствует тектоническому нарушению, разделяющему Спасскую депрессию и Шмаковский антиклинорий. Блокам с наибольшей расслоенностью земной коры соответствуют наиболее неоднородные участки в приповерхностной части разреза земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аргентов В. В., Гнибеденко Г. С., Попов А. А., Потапьев С. В. Глубинное строение Приморья, по данным ГСЗ. М., «Наука», 1976.
- Бедерке Э. К. К вопросу геологии и геофизики глубин.— Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Беляевский Н. А., Федынский В. В. Изучение глубинных недр Земли и задачи сверхглубокого бурения.— «Сов. геол.», 1961, № 12.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Труды СНИИГГИМС, в. 13, 1960.
- Масарский С. И., Моисеенко Ф. С. Мощность земной коры Алтая и ее связь с тектоникой области.— Труды ИФЗ АН СССР, № 25 (192), 1962.
- Моисеенко Ф. С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Петров Е. Н. Тектоническое строение Ханкайского массива и сопредельных районов Приморья.— Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.
- Радкевич Е. А., Аргентов В. В., Гнибеденко Г. С., Говоров И. Н., Левашов Г. Б., Потапьев С. В. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 12.
- Радкевич Е. А., Берсенев И. И., Бурдэ А. И., Иванов Ю. Г., Коренбаум В. С., Куренцова Н. А., Смирнов А. М. Основные черты геологии и металлогении Приморья. Владивосток, 1968.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Соллогуб В. Б. Соотношение между геологическими структурами и структурами земной коры на территории Сарматского щита и обрамляющих его районов.— Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.

## ПОДГОТОВКА К АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ГРАВИМЕТРИИ

*О. Н. Ромашова*

При обработке результатов морских гравиметрических измерений необходимо выполнять большой объем вычислительных работ. Обычно обработку проводят после получения всего объема информации. На первом этапе, во время экспедиции, ведется контроль качества накапливаемого материала для последующих вычислений. В дальнейшем, на базе, по этим данным определяется аномальная потенциальная функция и решаются некоторые задачи интерпретации. Все увеличивающийся объем получаемой информации при принятой в настоящее время методике обработки задерживает получение окончательных результатов на долгие месяцы. Поэтому так актуален вопрос автоматизации процесса обработки и интерпретации материалов непосредственно в период проведения рейса.

В статье рассматривается алгоритм дискретизации для сокращения объема информации, полученной при измерении аномального гравитационного поля морскими гравиметрами, и предложена блок-схема автоматизированной обработки информации с использованием стандартной аппаратуры, устанавливаемой на борту научно-исследовательских судов.

Возможный вид записи сигналов при измерении аномального гравитационного поля с регистрацией на самописец ЭПП-09 изображен на рис. 1.

Результаты наблюдений осреднялись на 10-минутных интервалах, т. е. каждое вычисленное значение характеризует среднее значение  $\Delta g$  на отрезке пути, пройденном кораблем за 10 мин. При скорости 12—12,5 узла, с которой чаще всего велась гравиметрическая съемка, интервал осреднения составляет 3,7—3,8 км.

С целью сокращения объема информации, для уменьшения вычислительных работ, для обеспечения хранения материалов в более компактной форме, учитывая некоторые априорные сведения о сигнале, можно предложить ряд алгоритмов дискретизации для кривых на рис. 1.

Регулярность размещения отсчетов по оси времени определяет точность воспроизведения сообщения, степень устранения избыточности и сложность устройств дискретизации и восстановления. При равномерной дискретизации функции  $\Delta g(t)$  шаг  $\Delta t$  можно выбрать на основе априорных сведений о сигнале.

При неравномерной дискретизации шаг измерения изменяется случайно либо с учетом изменения характеристики сообщения. Адаптивная дискретизация характеризуется более сложными алгоритмами, но дает значительное сокращение избыточности, что весьма существенно при большом объеме обрабатываемой информации.

Выбор шага по теореме Котельникова сделан в работе Ватлина (1973). Практическое применение теоремы Котельникова встречается

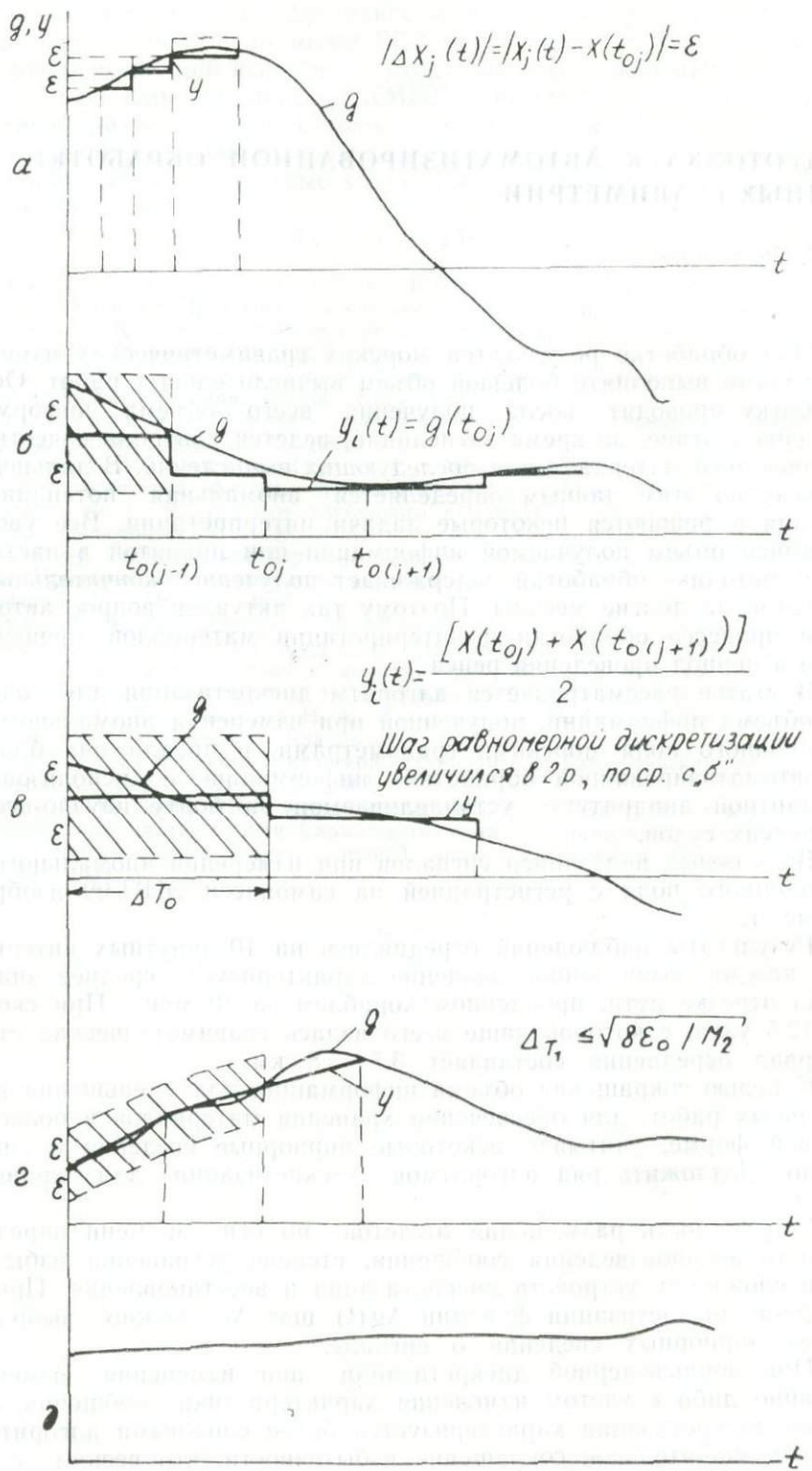


Рис. 1. Выбор шага дискретизации по различному виду записи сигналов.

ряд трудностей. Сигнал может служить переносчиком сообщения в случае, если представляющая его непрерывная функция недетерминирована, случайна. А теорема Котельникова является точной лишь для функций с ограниченным спектром.

Принцип дискретизации Железнова более близок к реальным сигналам. Он накладывает на сигнал следующие ограничения: функция корреляции вне интервала корреляции должна быть равна нулю, а длительность сигнала  $T$  — много больше интервала корреляции ( $T \ll \tau$ ). Такая дискретизация предложена в работе Пантелеева (1975). Эти результаты согласуются с определением шага по критерию среднеквадратичного отклонения (Полозова, Воропаева, 1975).

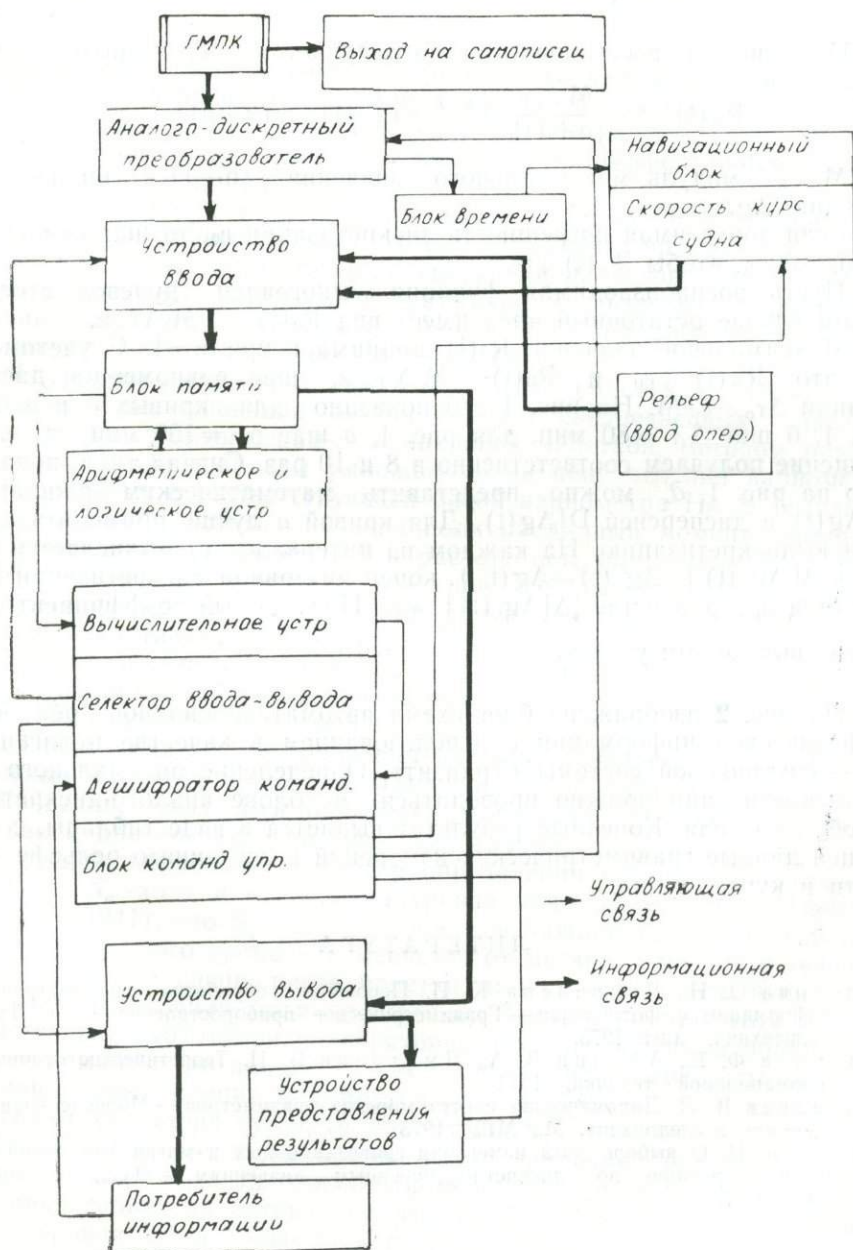


Рис. 2. Блок-схема автоматизированной обработки.

Определим максимально допустимую величину интервала между отсчетами, принимая в качестве воспроизводящей функции степенные многочлены Лагранжа. Степенной многочлен Лагранжа для равно отстоящих узлов  $t_i$  на отрезке  $[t_0, t_n]$  записывается в виде (Гемников и др., 1971)

$$L_n(t) = L_n \left[ t_0 + \kappa \Delta T_n \right] = (-1)^n \frac{\kappa(\kappa-1)\dots(\kappa-n)}{n!} \sum_{i=0}^n (-1)^i \frac{C_n^i g(t)}{\kappa-i},$$

$$\text{где } t_1 - t_0 = t_2 - t_1 = \dots t_i - t_{i-1} = \Delta T_n;$$

$$\kappa = \frac{t - t_0}{\Delta T_n}; \quad n=0, 1, 2, \dots; \quad i=0, 1, 2, \dots, n.$$

Погрешность восстановления определяется остаточным членом

$$R_n(t) \ll \frac{M_{n+1}}{(n+1)!} \Delta T_n^{n+1} |\kappa(\kappa-1)\dots(\kappa-n)|,$$

где  $M_{n+1}$  — модуль максимального значения  $(n+1)$ -й производной функции  $\Delta g(t)$ .

Если допустимая погрешность дискретизации  $\epsilon_0$ , то шаг нужно выбрать таким, чтобы  $R_n(t) \ll \epsilon_0$ .

Пусть воспроизводимая функция — многочлен нулевой степени, в этом случае остаточный член имеет вид  $R_0(t) \ll M_1 \Delta T_n \kappa$ .

Максимальное значение  $R_0(t)$  принимает при  $\kappa=1$ . С учетом того, что  $R_n(t) \ll \epsilon_0$  и  $R_0(t) \ll M_1 \Delta T_n \kappa$ , шаг равномерной дискретизации  $\Delta T_n \ll \epsilon_0 / M$ . На рис. 1 это показано для кривых *б* и *в*. Для рис. 1, *б* шаг  $\Delta T = 80$  мин, для рис. 1, *в* шаг  $\Delta T = 100$  мин, т. е. сокращение получаем соответственно в 8 и 10 раз. Сигнал типа, показанного на рис. 1, *д*, можно представить математическим ожиданием  $M[\Delta g(t)]$  и дисперсией  $D[\Delta g(t)]$ . Для кривой *а* лучше применить адаптивную дискретизацию. На каждом из интервалов  $\tau_j$  вычисляется разность  $\Delta[\Delta g_i(t)] = \Delta g_i(t) - \Delta g(t_{0,j})$ , конец интервала дискретизации фиксируется при равенстве  $|\Delta[\Delta g_i(t)]| = \epsilon_0$ . Получаемый коэффициент сжатия на выбранном участке  $K_{сж} = \frac{l_0}{l} = 15$ .

На рис. 2 изображена блок-схема автоматизированной обработки геофизической информации с использованием в качестве навигационной — спутниковой системы «Транзит». Определение оптимального шага дискретизации должно проводиться в блоке аналого-дискретного преобразователя. Конечный результат выдается в виде таблицы, содержащей данные гравиметрических измерений и сведения о рельефе, скорости и курсе судна.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Полозова О. Н., Воропаева К. П. Первичная обработка гравиметрической информации с фотопленки. — Гравиметрическое приборостроение. Тула, Тульск. политехнич. ин-т, 1975.
- Гемников Ф. Е., Афонин В. А., Дмитриев В. И. Теоретические основы информационно-техники. 1971.
- Пантелеев В. Л. Динамический синтез морских гравиметров. — Морские гравиметрические исследования. М., МГУ, 1975.
- Ватлин Б. П. О выборе шага измерения гравитационных и магнитных полей и их интерполирование по дискретноизмеренным значениям. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 7.

## МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ СТАНДАРТНЫХ ВАРИАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ГЕОМАГНИТНЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ НА ЭВМ

*В. Н. Верховский, Ю. П. Лаштунов*

В настоящее время геомагнитные обсерватории ведут непрерывную регистрацию магнитного поля Земли (МПЗ) в аналоговой форме на осциллографной бумаге. Последующая обработка и оформление данных производится вручную с применением малоэффективных счетно-арифметических машин.

В предлагаемой работе обсуждаются вопросы применения ЭВМ для обработки данных геомагнитных наблюдений, при этом не затрагиваются вопросы автоматизации оцифровки аналоговой записи МПЗ.

Основным итогом текущей деятельности обсерваторий являются месячные и декадные обзоры состояния МПЗ. Рассмотрим принятую методику расчета обзоров состояния МПЗ.

Месячные обзоры состояния МПЗ (Яновский, 1964) подготавливаются на основании таблиц ординат среднечасовых значений поля, снятых с магнитограмм специальной палеткой, методом равных площадей. Далее ординаты умножаются на цену делений вариометра и складываются с соответствующей базой вариометра  $H_0$ . В результате получают абсолютные значения поля на данный момент времени.

Принципиальной сложности в расчете нет, но методика требует кропотливой и тщательной работы при составлении трех таблиц (I — таблица ординат, II — таблица редуцированных ординат, III — окончательная таблица). Все таблицы составляются и сверяются двумя операторами, на что уходит от 15 до 20 дней, основной объем работы сотрудников обсерватории составляют именно расчет и сверка этих таблиц месячного обзора.

Декадный обзор включает суточные значения К-индексов и ежечасных значений поля, подготавливаемые по специальной методике (Яновский, 1964). Вся обработка материала производится вручную, как и при составлении месячных таблиц.

Методика обработки состоит в определении спокойного суточного хода МПЗ,  $S_q$ -хода и отклонения уровня поля от  $S_q$ -хода. Известно (Бенькова, 1941), что  $S_q$ , характерное для каждой точки наблюдения, зависит от местного времени и меняется от месяца к месяцу в течение года. Подготовив специальные палетки, можно определить К-индексы и ежечасные значения поля достаточно быстро, но при этом не исключается как субъективизм оператора, так и погрешности обработки. Следует помнить, что палетки  $S_q$ -хода, приходится пересчитывать при изменении цены деления вариометра, уровня базисного значения и с изменением характера суточной амплитуды  $S_q$ -хода.

Применяемая методика предполагает наличие большого числа палеток  $S_q$ -хода по пяти спокойным международным дням, желательно за цикл солнечной активности, что, в общем, затрудняет выбор истинного уровня  $S_q$  и приводит к субъективным ошибкам.

Таким образом, существующая методика обработки геомагнитных данных с применением ручного счета при расчете обзоров МПЗ не

исключает субъективные ошибки и занимает большую часть рабочего времени оператора. Ниже приводится методика и алгоритмы программы обработки данных на ЭВМ. Расчет месячных обзоров настолько прост, что мы ограничились описанием исходных данных. Программа месячных обзоров составлена для ЭВМ «Минск-22», декадных — ЭВМ «Мир-1».

### Программа «Гамма I»

Исходными данными для расчета месячных обзоров являются таблицы ординат вариометров (I таблицы), сверенные и подготовленные для перфорации. Данные перфорируются, затем перфолента распечатывается и массив перфоленты сверяется с исходными данными. Необходимо отметить, что абсолютное большинство ошибок происходит из-за небрежной подготовки и перфорации исходных данных, поэтому контроль перфорации является очень ответственным этапом. При этом предполагается наличие базисных значений поля, цены деления вариометров, а также пяти спокойных и возмущенных дней месяца, полученных из МЦД-Б2.

Программа составлена на языке «Алгол-60», модифицированном в применении к ЭВМ «Минск-22» (Транслятор МЭИ-3).

Исходные данные:

W — число дней в месяц; S — таблица ординат в мм, записанная в строку; G[KLMNP] — спокойные дни месяца; D[FGHTU] — возмущенные дни месяца; B — базисное значение элемента МПЗ в виде трех разрядов в гаммах (D — элемент в минутах); E — цена деления вариометра в гаммах на миллиметр ( $E_D$  — в минутах, причем, если  $E_D = 0,4$  мин, то берется  $E_D = 4,0$  и  $10^{-1}$  выносятся в заголовок таблицы).

Данные вносятся в ЭВМ последовательно тремя массивами: |W|, |S|; |KLMNPFGHTUBE|, где |;| — границы массивов.

Результатом работы программы является таблица обработки вариометра, за месячный период (см. таблицу).

### Программа «Магда I»

Методика расчета декадного обзора состояния МПЗ основана на применяемой в обсерватории «Южно-Сахалинск» инструкции по составлению таких обзоров.

Исходным массивом данных являются шестиминутные амплитудные значения поля (ординаты) элемента «Н», снятые с магнитограмм.

Программа разбита на два этапа, использующих один и тот же массив данных.

I этап — определение ежечасных значений МПЗ.

II этап — нахождение K-индексов.

I. Как было сказано выше, при расчете как ежечасных значений поля, так и K-индексов, основной задачей является определение истинного  $S_q$ -уровня спокойного поля непосредственно по магнитограмме. Затем определяется отклонение от него на данный суточный период, эти отклонения и дадут нам ежечасные значения поля. Здесь и при расчете K-индексов принято следующее условие: уровень спокойного хода, т. е. палетка  $S_q$ -хода, задается оператором. По имеющемуся массиву исходных данных рассчитываются среднечасовые значения поля как среднеарифметическое суммы шести минутных амплитуд поля за час, умноженное на цену деления вариометра

$$A_i^m = \frac{\sum A_i^n}{\pi_i} \cdot \epsilon,$$

где  $A_i^n$  — амплитудное значение поля в мм, снятое с магнитограммы,

Таблица обработки вариометра (Макет)

Месяц июнь. Год 1976

Элемент. Горизонтальная составляющая.  $H=25\ 000$ +таблица.  $E=2,00$  в/мм

Час День	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Средне- сут.	
1	286	287	291	300	297	310	314	315	316	317	324	325	314	317	315	319	321	324	327	307	313	309	310	307	309	
2	298	294	295	305	309	312	314	316	317	313	317	313	313	313	315	316	318	320	321	318	318	310	312	297	314	
3	291	290	294	301	304	300	306	311	312	312	312	321	322	320	322	322	318	318	322	322	317	311	310	311	311	
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Q29	295	295	293	290	299	315	324	319	320	316	318	317	317	319	317	320	323	324	323	319	319	314	309	305	313	
D30	299	291	289	300	301	312	315	321	323	322	320	312	319	321	320	322	321	321	321	321	316	310	303	296	312	
31	295	300	306	315	323	324	321	315	313	318	320	318	320	322	324	322	321	321	322	323	316	316	302	303	316	
Сред- неме- сячн.	299	296	297	302	310	314	318	321	324	319	314	321	321	314	313	315	316	321	322	315	316	324	323	313	315	
Q	309	295	296	295	301	309	316	314	324	321	321	319	318	316	322	322	323	321	312	324	313	323	318	312	316	
D	293	290	289	296	301	313	318	319	318	315	318	320	321	323	324	321	320	325	324	321	320	315	311	304	313	

$\varepsilon$  — цена деления вариометра в  $\gamma/\text{мм}$ . В случае, если экстремальные значения поля не совпадают с выбранным шагом снятия ординат, они относятся к последующему интервалу. Таким образом, получают массив

$$[A_i^{(m)}]_{i=1}^{24}$$

где  $A_i^{(m)}$  — среднечасовые значения  $i$ -го часа. Так как ежедневно происходят изменения не только возмущенного состояния поля, но и амплитудной величины  $S_q$ -хода относительно принятого уровня, то для приведения текущего дня к выбранной палетке спокойного  $S_q$ -хода разработан метод автоматического поиска оптимального уровня спокойного хода при заданной палетке  $S_q$ -хода.

Палетка выбранного спокойного  $S_q$ -хода вводится в ЭВМ в виде массива  $[A_i^{(p)}]_{i=1}^{24}$ . Каждому среднечасовому значению массива  $A_i^{(p)}$  придают приращения  $A_{+\Delta}^{(1)}$  или  $A_{-\Delta}^{(2)}$ , где  $\Delta = \pm 0,3\gamma$ , что соответствует 0,1 мм вертикального масштаба магнитограммы для вариометра «Н», при  $E_H = 3\gamma/\text{мм}$ . Далее формируется массив  $[A_i^{(p)} + A_{+\Delta}^{(1)}]_{i=1}^{24}$ , где  $A_i^{(p)}$  амплитуда  $i$ -го часа выбранной палетки. Вычисляется алгебраическая сумма разностей между амплитудой среднечасовых значений магнитограммы текущего дня  $A_i^{(m)}$  и палеточных данных  $A_i^{(p)}$  соответственно с учетом заданного приращения:

$$\Sigma^I = \left| \sum_{i=1}^{24} [A_i^{(m)} - (A_i^{(p)} + A_{+\Delta}^{(1)})] \right|.$$

Та же операция производится и для приращения  $A_{-\Delta}^{(2)}$ . Далее формируется массив  $[A_i^{(p)} + A_{-\Delta}^{(2)}]_{i=1}^{24}$  и вычисляется

$$\Sigma^{II} = \left| \sum_{i=1}^{24} [A_i^{(m)} - (A_i^{(p)} + A_{-\Delta}^{(2)})] \right|.$$

Затем производится сравнение  $\Sigma^I$  и  $\Sigma^{II}$ , наименьшая из них будет первым приближением к  $S_q$ -ходу, исправленному за разность приращения уровня поля.

Последовательно сравнивая  $\Sigma_n$  и  $\Sigma_{n+1}$ , при шаге  $\pm \Delta_{n+1}$ , получим такое значение  $\Sigma_n$ , когда  $\Sigma_n < \Sigma_{n+1}$ , что определит искомое приращение  $\Delta_n^{(n)}$ . А минимальная абсолютная величина алгебраической суммы

$$\sum_{i=1}^{24} | [A_i^{(m)} - (A_i^{(p)} + \Delta_n^{(n)}) ] |,$$

определяет искомый массив ежечасных значений поля для текущего дня:

$$[A_i^{(m)} - (A_i^{(p)} + \Delta_n^{(n)}) ]_{i=1}^{24}.$$

II. По 6-минутным значениям поля находятся максимальные и минимальные точки за трехчасовые интервалы.

Массивы  $[MA_i^{(m)}]_{i=1}^8$  и  $[MI_i^{(m)}]_{i=1}^8$ ,

где  $MA_i^{(m)}$  — максимум, а  $MI_i^{(m)}$  — минимум  $i$ -го 3-часового интервала магнитограммы. Затем вычисляются разности вида  $MA_i^{(m)} - MI_i^{(m)}$  и формируется массив  $[PK_i^{(m)}]_{i=1}^8$ .

Вычисляются разности вида  $MA_i^{(p)}$ , где  $MA_i^{(p)}$  — максимальное значение  $i$ -го 3-часового интервала,  $MI_i^{(p)}$  — соответственно минимальное значение. Затем вычисляются разности вида  $PK_i^{(m)} - PK_i^{(p)}$  и формируется массив  $[RK_i]_{i=1}^8$ .

Полученный массив  $RK_i$  сравнивается по 3-часовому интервалу с таблицей амплитудных границ балльности К-индексов  $[GP_i]_{i=1}$  и  $i$ -му 3-часовому интервалу присваивается индекс К ( $K_i$ ). (Массив  $[K_i]_{i=1}^8$ ). Необходимо отметить, что операция вычисления разности  $PK_i^{(m)} - PK_i^{(p)}$  автоматически подводит палетку выбранного  $S_q$ -хода к нижней экстре-

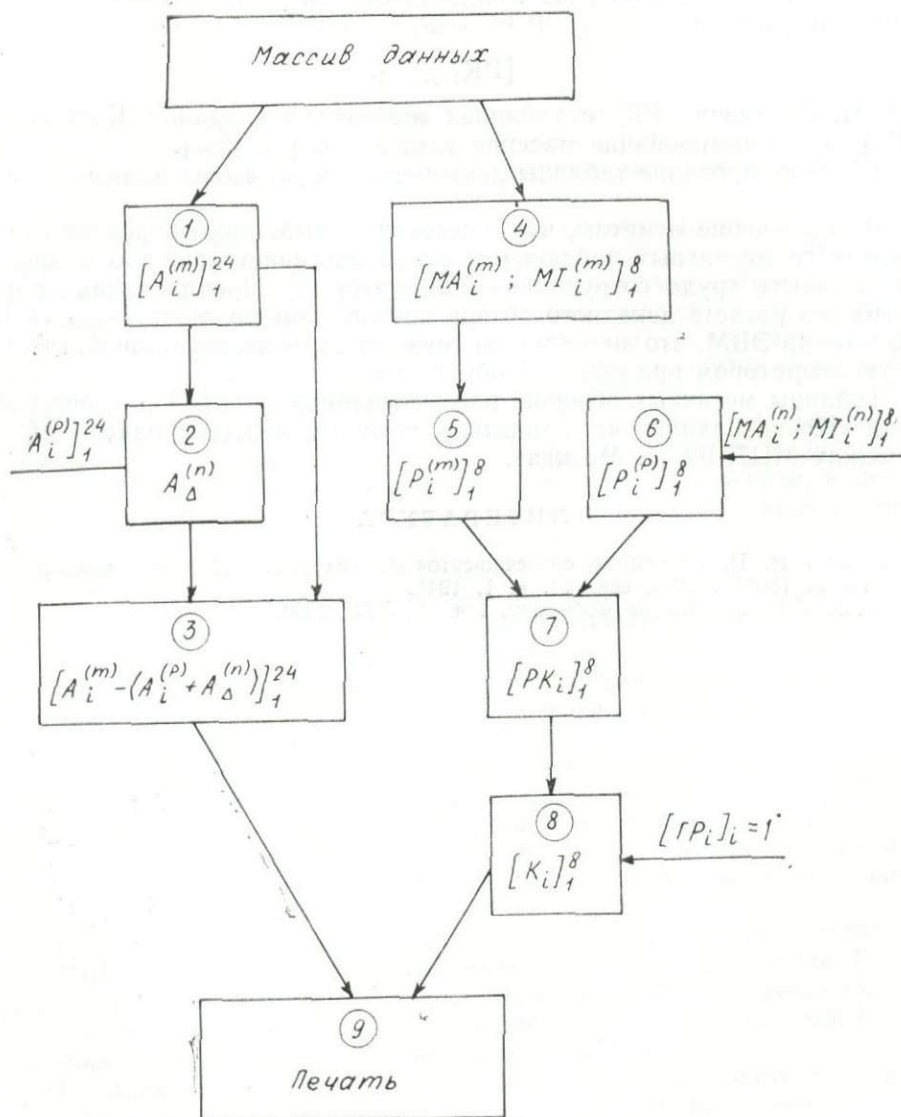
мальной границе текущего дня и, таким образом, обеспечивает идентификацию К-индекса с заданной точностью. На печать выводится таблица ежечасных значений поля и К-индексы.

### Блок-схема программы «Магда I»

Программа включает в себя 9 основных блоков (см. рисунок).

I. Расчет массива среднечасовых значений МПЗ по 6-минутным амплитудным ординатам, снятых с магнитограммы.

$$[A_i^{(m)}]_{i=1}^{24}$$



Блок-схема программы «Магда-1».

II. Поиск оптимальной величины приращения  $A_{\Delta}^{(n)}$ . В блок-II вводится массив данных палетки  $[A_i^{(p)}]_1^{24}$ .

III. Вычисление массива ежечасных значений

$$[A_i^{(m)} - (A_i^{(p)} + A_{\Delta}^{(n)})]_{i=1}^{24}$$

IV. Нахождение массивов экстремальных значений 3-часовых периодов магнитограммы

$$[MA_i^{(m)}]_{i=1}^8, [MI_i^{(m)}]_{i=1}^8.$$

V. Вычисление массива разностей для магнитограммы

$$MA_i^{(m)} - MI_i^{(m)} = P_i^{(m)}; [P_i^{(m)}]_{i=1}^8.$$

VI. То же для палетки  $S_q$ -хода

$$MA_i^{(p)} - MI_i^{(p)} = P_i^{(p)}, [P_i^{(p)}]_{i=1}^8.$$

VII. Вычисление массива амплитудных значений 3-часовых интервалов по разности между  $P_i^{(m)} - P_i^{(p)} = PK_i$ ;

$$[PK_i]_{i=1}^8.$$

VIII. Сравнение  $PK_i$  с таблицей амплитудных границ К-индексов  $[GP_i]_{i=1}$  и формирование массива К-индексов  $[K_i]_{i=1}^8$ .

IX. Формирование таблицы декадного обзора; вывод данных на печать.

В заключение отметим, что применение ЭВМ при обработке стандартных геомагнитных наблюдений резко повышает качество и производительность труда сотрудников обсерваторий. Предлагаемая нами программа расчета декадного обзора показала возможность расчета К-индексов на ЭВМ, что значительно снижает субъективную ошибку, вносимую оператором при обычной обработке.

Таблицы месячных обзоров, рассчитываемые на ЭВМ для обсерватории «Южно-Сахалинск», приняты к прямому международному обмену между МЦД-Б2 (г. Москва).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бенькова Н. П. Спокойные солнечно-суточные вариации земного магнетизма.— Труды НИИ ГУМС, сер. VI, в. 1, 1941.  
Яновский Б. М. Земной магнетизм. 1 ч. Л., ЛГУ, 1964.

## АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПРОФИЛЬНОЙ ГИДРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

*В. М. Воробьев*

Натурные измерения магнитного поля Земли проходят две стадии обработки: первичную стадию, которая завершается получением аномальных значений поля, и стадию количественной интерпретации отдельных аномалий.

Первичная обработка включает в себя перевод данных из масштаба времени в масштаб расстояний и введение соответствующих поправок. При использовании квантовых или протонных магнитометров обычно учитываются девиация, суточные и вековые вариации поля, а для получения аномальных значений  $\Delta T_a$  — поправка за нормальное поле Земли. Количественная интерпретация аномалий сводится в основном к решению обратной задачи геофизики.

Все перечисленные операции требуют большого объема вычислительных и графических работ и значительного времени, если осуществляются вручную. Автоматизация только отдельных этапов, в целом ускоряя процесс, не исключает непроизводительных операций по подготовке исходных данных для разрозненных вычислительных схем.

Все эти задачи могли быть успешно решены только при создании специальной автоматизированной системы, которая объединила бы как процесс обработки, так и процесс количественной интерпретации.

В 1974 г. автором была создана, а в последующие годы усовершенствована автоматизированная система обработки профильных гидромагнитных наблюдений и интерпретации магнитных аномалий. В данной статье дано ее краткое описание.

Система представляет собой совокупность программ для ЭВМ «Минск-22», осуществляющих непрерывный процесс вычислительных и графических операций от первичной обработки материалов для определения параметров намагниченных тел. В систему входят программы «Старт», «Особые точки», «Разрез», «Пласт» и ряд вспомогательных программ.

Программа «Старт» написана на языке «Алгамс» (транслятор МЭИ-3) и предназначена для первичной обработки поля  $T$ . Она производит вычисления аномального поля по профилю наблюдения и все данные, необходимые для дальнейшей интерпретации магнитных аномалий, накапливает на магнитной ленте (МЛ).

Исходная информация подготавливается на перфоленте и включает в себя координаты отдельных точек (узлов) профиля, времени прохождения их судном, поправки за вариации поля  $T$  и девиацию и натурные измерения по двум каналам.

Первый канал предназначен для ввода данных магнитного поля, а второй — зарезервирован для дополнительной информации, необходимой для интерпретации поля  $T$ . Это могут быть либо результаты измерения глубины моря, либо значения ускорения силы тяжести, либо данные сейсмопрофилирования.

Вычисление пройденного расстояния ( $S$ ) между узлами на профиле производится по формуле (Морозов, 1960)

$$S = \arccos(\operatorname{tg} \varphi_1 \cdot \operatorname{tg} \varphi_2 + \cos \lambda) \cdot \cos \varphi_1 \cdot \cos \varphi_2 \cdot R,$$

где  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$  — широта узлов профиля,  $\lambda$  — разность долгот между ними,  $R$  — радиус Земли.

Переход от масштаба времени к масштабу расстояний осуществляется по времени прохождения судном отрезка между двумя соседними узлами. Скорость движения при этом должна быть постоянной. Для интерполяции магнитного поля между узлами используется полином Лагранжа. Поскольку натурные измерения должны обеспечить монотонный характер изменения поля, вполне достаточно использование полинома третьей степени. Интерполяция значений суточных вариаций и информации дополнительного канала, заданных также во времени, осуществляется аналогичным способом.

Для вычисления нормального поля используется аналитическое представление земного поля, разработанное Гауссом (Яновский, 1964). Коэффициенты разложения, входящие в формулу, вычислены с учетом геомагнитной съемки с искусственного спутника Земли «Космос-321» (Долгинов и др., 1973). Для ускорения вычислений в программе используется матрица констант, включающих заблаговременно вычисленные значения нормального поля по сетке  $5 \times 5^\circ$ . Искомые значения поля в узлах профиля находятся с помощью интерполяционного полинома Лагранжа третьей степени, а в промежутке — линейным интерполированием между значениями в соседних узлах, поскольку узлы профиля, как правило, располагаются не на одной прямой.

Программа позволяет произвести расчет аномального поля вдоль профиля с любым шагом. Результаты выводятся на АЦПУ как в числовом, так и в графическом виде (рис. 1). В качестве сопутствующих могут быть осуществлены вычисления значений автокорреляционной функции и функции взаимной корреляции между аномальным полем и дополнительной информацией (рельефом дна, например).

Мобильность программы достигается оперативным набором ключей на пульте ЭВМ. Форма выдачи результатов счета удобна для дальнейшего использования. Так, программа позволяет выводить графики  $\Delta T_a$ , информацию дополнительного канала и оцифровку к ним как в истинном масштабе расстояний, так и в масштабе отчетной карты. Это значительно ускоряет процесс построения карт изодинам и графиков  $\Delta T_a$ . Для удобства построения график может быть инверсирован (вычислен в обратном направлении по отношению к ходу судна). Набором соответствующих ключей на пульте осуществляются следующие операции; введение поправок за суточные вариации, введение данных дополнительного канала информации, вычисление нормального поля в узлах профиля, изменение масштаба графика выходной информации и запись на МЛ выходных данных. Программа позволяет обрабатывать материалы аэромагнитной съемки (без учета поправок за высоту) и может быть использована для обработки наземных съемок  $\Delta Z$  и  $\Delta H$ . Поправки за сползание нуля прибора в этом случае должны входить в массив поправок за вариации магнитного поля.

Условия применимости программы.

1. Скорость судна между узлами профиля должна быть постоянной.

2. Исходные значения натурных измерений вдоль профиля и поправки за суточные вариации поля должны быть заданы равномерно во времени. Временной интервал различных по своему назначению данных может быть различным, но должен обеспечивать репрезентативность информации.

Профиль 1643

Число, месяц, год, с'емки - 17, 08 1973

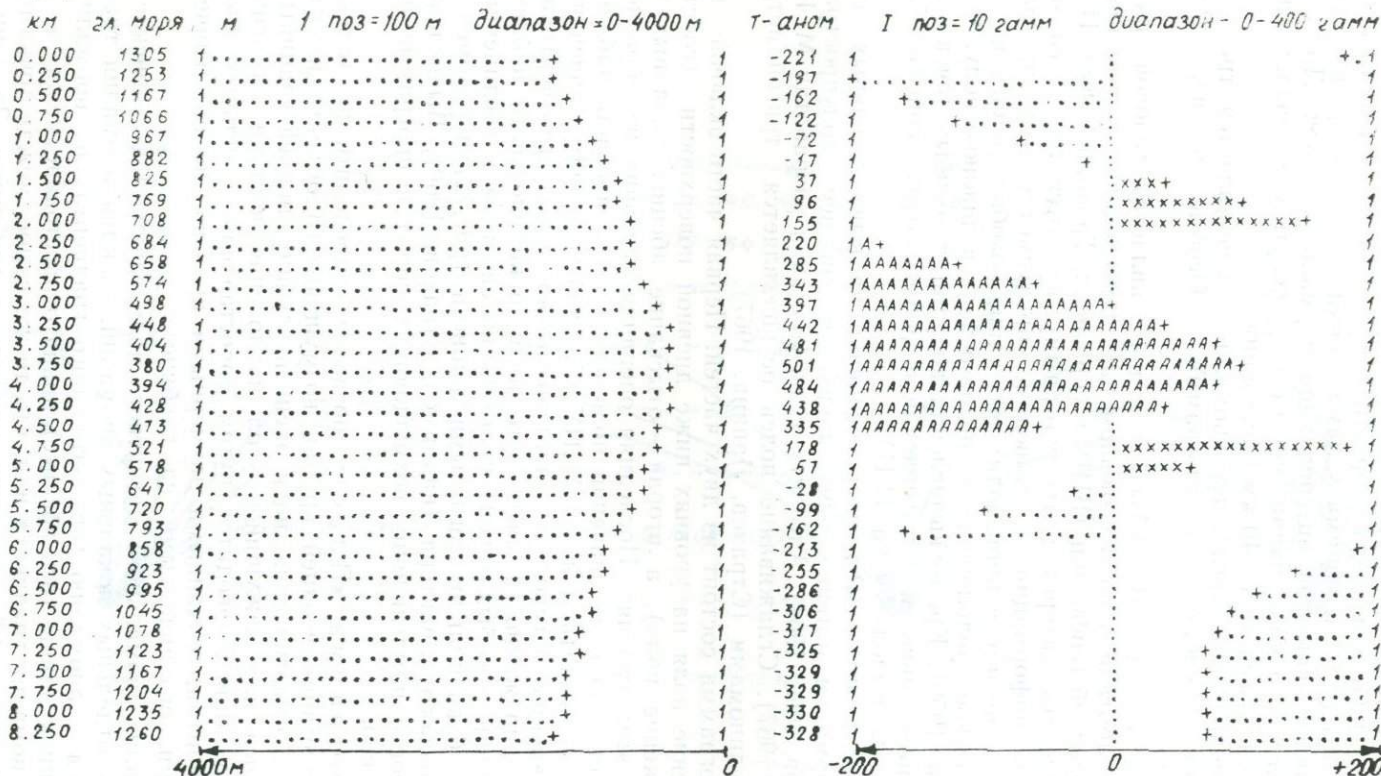


Рис. 1. Пример печати результатов (программа «Старт»).

3. Профиль наблюдения, составленный из прямолинейных отрезков между его узлами, должен быть близок к прямой линии, поскольку выходная информация предназначена для проведения количественной интерпретации магнитных аномалий непрерывно по всему профилю.

4. Узлы на профиле должны фиксировать либо изломы линии наблюдения, либо изменения скорости судна. Однако максимальное расстояние между ближайшими узлами должно быть выбрано с учетом погрешностей линейной интерполяции нормального поля. Для южной части Охотского моря, например, эта погрешность увеличивается на величину  $+1$  гамма через 40 км расстояния.

Интерпретация магнитных аномалий осуществляется тремя независимыми способами по программам «Особые точки», «Разрез» и «Пласт».

Программа «Особые точки» является типовой программой, разработанной во Всесоюзном научно-исследовательском институте разведочной геофизики (ВИРГ) (Грознова, Трошков, 1968). Изменения, внесенные автором в эту программу, касаются только согласования ввода информации с выводом, предусмотренным программой «Старт». Программа производит отыскание «особых точек», используя аналитическое продолжение магнитного поля в нижнюю полуплоскость (Шалаев, 1959). Кроме вычисления координат «особых точек» дается оценка интенсивности намагничения и формы возмущающего объекта. Результаты выводятся на ТБПМ.

Программа «Разрез» основана на вычислительных схемах трансформации потенциальных полей в нижнее полупространство (Страхов, 1960, 1964). Алгоритм трансформации разработан М. И. Лапиной (1967). Сглаживание полей осуществляется тригонометрическими полиномами (Страхов, Лапина, 1967).

Программа состоит из двух частей. Первая часть включает в себя вычисление поля на уровнях ниже дневной поверхности (собственно продолжение поля), а вторая — отыскание абсцисс заданных изодинам на этих уровнях. Последняя операция основана на обратной интерполяции искомым значениям поля вдоль всего профиля наблюдения. Результаты печатаются на АЦПУ. Каждой изодинаме присваивается свой буквенный символ. Это дает возможность получить вертикальный разрез напряженности магнитного поля ниже плоскости наблюдения. Нахождение «особых точек» практически сводится к соединению одинаковых букв плавной изогнутыми линиями (рис. 2) и рекомендациям практического характера (например, Страхов, 1960). Вычисление интенсивности намагничения возмущающих пород в программе не предусмотрено.

Программа «Пласт» позволяет определить не только глубину залегания верхней кромки возмущающего объекта и интенсивность его намагничения, но и оценить глубину нижней границы и эффективный или кажущийся угол наклона вектора намагничения. Интерпретация проводится путем сопоставления реальных аномалий с эталонными, созданными двумерными произвольно намагниченными пластами, ограниченными на глубине.

Анализ аномального магнитного поля начинается с поисков и выделения отдельных локальных аномалий. Каждая аномалия трансформируется в аномалию горизонтального градиента и нормализуется. За единицу длины (ось абсцисс) принято расстояние между экстремумами аномалии градиента или, что то же самое, между точками перегиба аномалии  $\Delta T_a$ , ограничивающими ее максимум. За единицу измерения градиента (ось ординат) принята сумма абсолютных значений градиентов в этих точках. Теоретические аномалии напряженности поля имеют вид (Логачев, 1962)

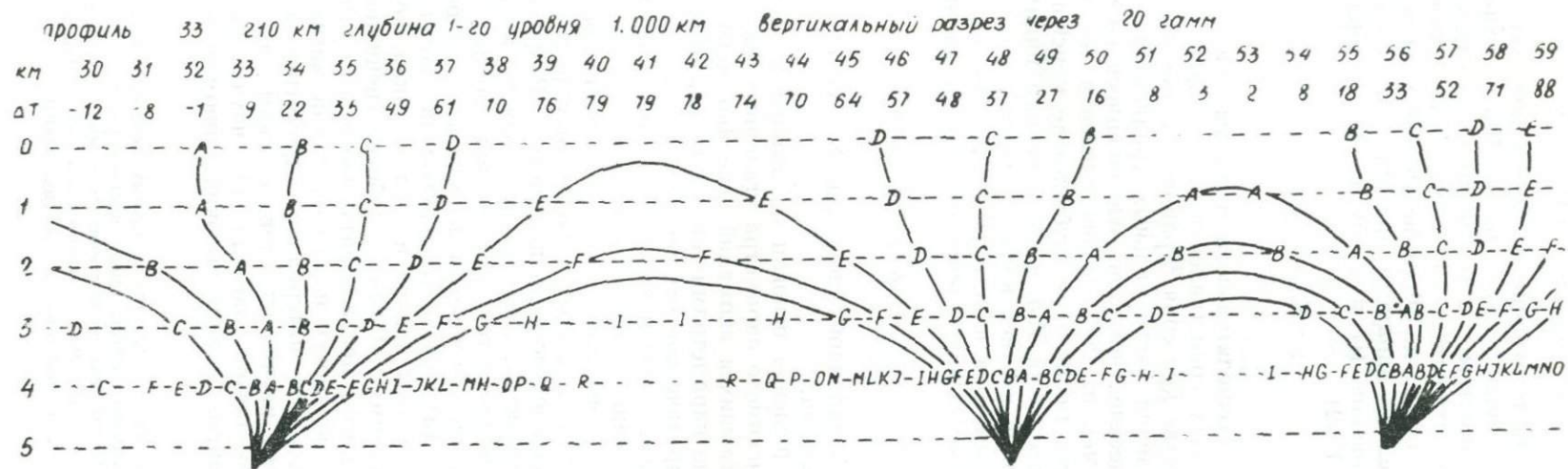


Рис. 2. Пример количественной интерпретации по программе «Разрез».

$$\Delta T = Z_v \cdot \cos \varepsilon + H_v \cdot \sin \varepsilon,$$

где  $Z_v$  и  $H_v$  — соответствующие составляющие поля для вертикального пласта, намагниченного по падению. Число теоретических моделей около 2000. Параметры пластов меняются в следующих пределах: относительные горизонтальные ( $b/h$ ) — от 0,1 до 5; относительные вертикальные ( $H/h$ ) — от 1,01 до 30; эффективный угол наклона ( $\varepsilon$ ) — от 0 до  $90^\circ$ . Последний параметр представляет собой функцию угла падения ( $\alpha$ ), наклона ( $i$ ) и азимута ( $A$ ) вектора намагничения пласта (Логачев, 1962):

$$\varepsilon = 90^\circ - (2\varphi - \alpha),$$

где  $\operatorname{ctg} \varphi = \operatorname{ctg} i \cdot \cos A$ .

Для ускорения вычислительного процесса число теоретических аномалий, подлежащих сопоставлению с реальной аномалией, ограничивается. В качестве критерия ограничения принята величина относительного расхождения экстремальных градиентов сопоставляемых аномалий. Теоретические аномалии, отличающиеся по этому критерию от реальной более чем на 20%, в сопоставлении не участвуют. Ограничение производится также и по глубинам до морского дна, если такая информация имеется на МЛ, и по значениям минимально возможной глубины залегания верхней кромки пласта<sup>1</sup>.

Каждый из параметров пласта ( $P$ ) определяется как средневзвешенное параметров оставшихся теоретических аномалий:

$$P = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i / \delta_i^2)}{\sum_{i=1}^n (1 / \delta_i^2)},$$

где  $P_i$  — параметр  $i$ -эталонной аномалии,  $\delta_i$  — ее среднеквадратичное отклонение от реальной.

Другой способ решения основан на выборе максимальной повторяемости каждого искомого параметра эталонных аномалий. В случае, если количество оставшихся аномалий невелико, искомое решение может быть определено параметрами той аномалии, которая имеет минимальное среднеквадратическое отклонение от реальной.

Программа «Эхо», относящаяся к числу дополнительных, позволяет вычислить напряженность аномального поля как на поверхности дна моря, так и на различной высоте над ним с учетом «обтекания» рельефа. В качестве исходных данных используются результаты пересчета поля в нижнюю полуплоскость по программе «Разрез» и верхнюю — по аналогичному алгоритму. Вычисление поля на криволинейной поверхности осуществляется путем интерполяции полиномом, степень которого определяется числом уровней пересчета, но не более четвертой.

Поскольку результаты натуральных наблюдений могут иметь вид ступенчатой кривой, возникает задача их сглаживания, которое осуществляется либо по программе «Разрез», либо по специальной программе «Сглаживание», использующей алгоритм программы «Разрез».

Данная система обработки и интерпретации магнитных аномалий применялась при обработке материалов гидромагнитных съемок Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР и Тихоокеанской экспедицией научно-производственного объединения «Южморгео» и дала высокий экономический эффект.

<sup>1</sup> Глубина залегания верхней кромки реальных геологических тел, вычисленная по способу В. К. Пятницкого (1961), имеет постоянную тенденцию к уменьшению (Боробьев, 1975) и, следовательно, может считаться минимально возможной. В случае узлокальных аномалий в качестве минимально возможной принимается глубина залегания верхней кромки маломощного вертикального пласта, не ограниченного на глубине.

## ЛИТЕРАТУРА

- Воробьев В. М. О возможных ошибках в определении параметров намагниченных тел. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.
- Грознова А. А., Трошков Г. А. Типовая программа для определения параметров намагниченных тел на ЦВМ «Минск-2» «Особые точки — 1». Л., ВИПГ, 1968.
- Долгинов Ш. Ш., Журавлева Н. А., Пушков А. Н., Тюрмина Л. О., Черевко Т. Н. Аналитическая модель геомагнитной съемки с ИСЗ «Космос-321». — «Геомагнетизм и аэрономия», т. 13, 1973, № 1.
- Лапина М. И. Численный метод аналитического продолжения двумерных потенциальных полей, II. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 4.
- Логачев А. А. Курс магниторазведки. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Морозов В. П. Курс сферической геодезии. М., «Недра», 1969.
- Пятницкий В. К. К методу касательных. — Вопросы разведочной геофизики (Труды ИГиГ СО АН СССР, в. 2), Новосибирск, 1961.
- Страхов В. Н. Опыт интерпретации магнитных аномалий КМА методом построения изолиний  $\Delta Z$  в вертикальной плоскости. — Прикладная геофизика, в. 27, Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Страхов В. Н. К вопросу о построении наилучших вычислительных схем для трансформаций потенциальных полей. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 12, 1964, № 1.
- Страхов В. Н., Лапина М. И. Метод сглаживания потенциальных полей. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 8.
- Шалаев С. В. Примечание в геофизике аналитического продолжения потенциальной функции в нижнюю плоскость. — Зап. ЛГИ, сер. геол., т. 36, 1959, в. 2.
- Яновский Б. М. Земной магнетизм. Т. 1. — Л., ЛГУ, 1964.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СВЯЗИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО И ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛЕЙ МОРСКИХ ПРИЛИВОВ

*А. В. Родионов, В. Н. Митрофанов, Ю. П. Лаштунов*

Электромагнитное поле, генерируемое движением морской воды как проводящей жидкостью, в геомагнитном поле описывается в общем случае уравнениями движения жидкости и уравнениями Максвелла. Условия генерации электромагнитного поля движением морской воды таковы, что фактически гидродинамическая и электромагнитная задачи разделяются и решение сводится к отысканию электромагнитного поля в медленно движущихся проводящих средах. Результаты теоретических расчетов показали, что электромагнитное поле зависит от распределения скорости движения морской воды и распределения проводимости окружающей среды (Sanford, 1971). Теоретические расчеты электромагнитного поля для реальных распределений скорости и проводимости связаны с большими трудностями из-за сложности этих распределений. Поэтому в настоящее время основным методом исследования такого типа задач является экспериментальный.

В последнее время проводятся весьма широкие и многочисленные эксперименты по исследованию электромагнитного поля гидродинамического источника во всем частотном диапазоне: ветровые волны, зыбь, длинные волны (внутренние, сейши, цунами), приливы, течения и т. д. (Larsen, 1968; Абрамова и др., 1975; Sastry, 1971). Целью нашей работы являлось определение связи электромагнитного поля с параметрами морских приливов по экспериментальным данным.

В работе использованы материалы наблюдений вариаций магнитного поля на четырех Курильских островах (Шикотан, Итуруп, Магуа, Зеленый), наблюдений вариаций электрического поля на Шикотане и Зеленом; данные по динамике приливов, полученные с помощью мареографов (Шикотан, Итуруп, Магуа) и мерной рейки (о-в Зеленый), установленной в метре от уреза воды в малую воду. Все данные были получены в полевые сезоны 1968, 1970 и 1976 годов стандартной идентичной аппаратурой (магнитовариационная станция ИЗМИРАН-4, мареографы ГМС).

Для обработки материалов выбирались дни со спокойным суточным ходом. Выделенная вариация электрического и магнитного полей с периодом, равным лунным суткам, подвергалась гармоническому анализу, и полученная вторая гармоника разделялась на океаническую ( $L_0$ ) и ионосферную ( $L_1$ ) части. Данные по динамике приливов подвергались только гармоническому анализу. Методические основы такой обработки достаточно хорошо отработаны (Mañin, 1970; Фонарев и др., 1975; Борец и др., 1975).

Результаты проведенных исследований представлены в таблице и на рисунках 1 и 2. Анализ этих результатов позволяет сделать следующие выводы.

1. Для второй гармоники максимум океанической составляющей электрического поля практически совпадает с максимумом уровня при-

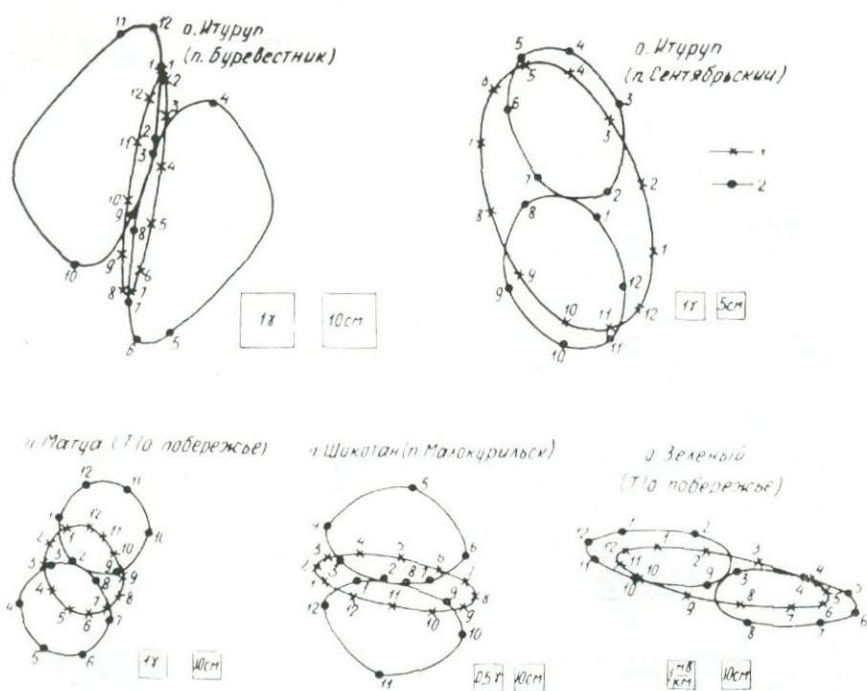


Рис. 1. Эллипсы поляризации океанической составляющей магнитного или электрического полей (о-в Зеленый) и синхронный годограф второй гармоники прилива: 1 — магнитное или электрическое поле, 2 — прилив.

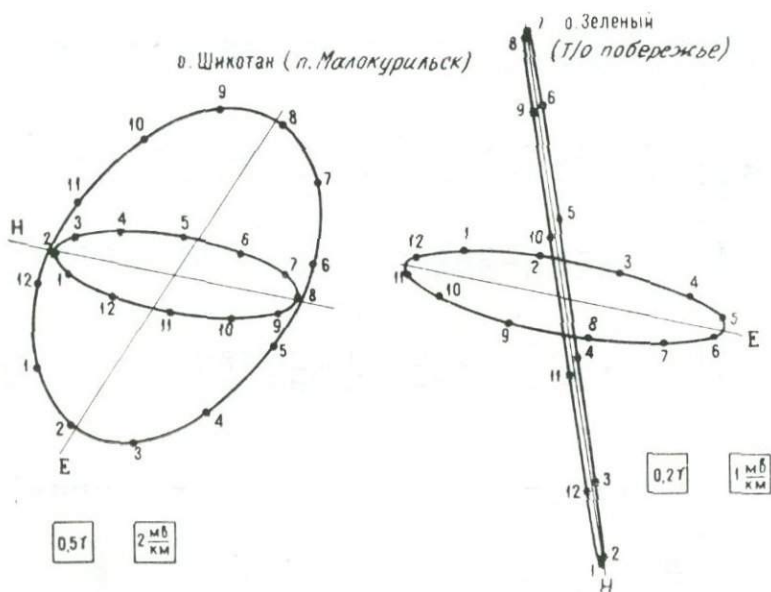


Рис. 2. Эллипсы поляризации океанической составляющей магнитного и электрического полей.

ливов и с минимумом магнитного поля. Этот факт достаточно хорошо согласуется с теоретическими выводами, полученными на идеальных моделях (Дуванин, 1960).

2. Поскольку электрическое поле пропорционально скорости морской воды, то направление осей эллипсов поляризации электромагнит-

Результаты анализа электромагнитного поля и приливов

Место наблюдения	№ гармоник	Склонение (D)		Горизонтальная составляющая (H)		Вертикальная составляющая (Z)		E <sub>c-ю</sub>		E <sub>в-з</sub>		Прилив	
		A, гамма	φ, град	A, гамма	φ, град	A, гамма	φ, град	A, мВ/км	φ, град	A, мВ/км	φ, град	A, см	φ, град
О-в Шикотан (пос. Малокурильск)	1	2,43	111	2,02	110	3,08	64	4,55	195	22,9	86	3,6	146
	2	1,15	222	0,74	243	2,0	224	3,91	5	14,6	201	34,7	38
	3	1,62	27	1,7	22	1,6	14	4,1	213	19,6	8	1,3	355
	4	0,87	246	1,66	267	1,23	152	5,55	120	14,9	235	0,45	3
	L <sub>0</sub> *	1,47	124	0,53	24	2,4	81	6,95	165	8,12	95	—	—
	L <sub>1</sub> **	2,22	62	1,2	61	4,2	62	10,74	63	18,7	61	—	—
О-в Итуруп (пос. Буревестник)	1	0,98	218	1,04	121	0,67	321					60	267
	2	1,51	11	2,92	279	0,65	189					29	13
	3	0,73	262	0,78	82	0,32	36					1,1	230
	4	0,84	129	1,64	360	0,39	104					1,2	259
	L <sub>0</sub> *	0,38	282	2,07	324	0,06	43					—	—
	L <sub>1</sub> **	1,55	58	2,05	61	0,70	61					—	—
О-в Итуруп (пос. Сентябрьский)	1	1,73	2	0,85	226	0,73	68					2,1	254
	2	1,95	309	3,35	215	0,65	312					27,6	227
	3	0,47	277	0,52	226	0,18	22					0,7	84
	4	0,51	115	0,24	198	0,12	198					0,8	24
	L <sub>0</sub> *	3,16	333	4,94	217	0,80	16					—	—
	L <sub>1</sub> **	1,57	60	1,59	58	0,78	62					—	—
О-в Матуа (Тихоокеанская сторона)	1	0,95	67	0,66	38	0,46	198					30,6	112
	2	0,59	181	2,52	335	1,34	19					33,4	23
	3	0,41	220	1,56	191	0,5	154					3,4	230
	4	0,96	62	0,98	67	0,44	240					0,8	341
	L <sub>0</sub> *	1,45	93	1,66	359	0,21	38					—	—
	L <sub>1</sub> **	1,55	62	1,2	63	1,15	58					—	—
О-в Зеленый (Тихоокеанская сторона)	1	0,16	72	1,05	130	1,06	357	2,14	135	2,03	272	20,1	186
	2	0,14	229	0,49	254	0,09	234	4,33	256	1,02	211	50,4	188
	3	0,52	298	0,58	88	0,78	95	2,3	30	3,07	6	1,9	108
	4	0,26	106	0,2	194	0,13	163	3,06	179	2,1	126	1,1	109
	L <sub>0</sub> *	0,2	311	1,31	138	1,06	40	3,91	202	1,14	333	—	—
	L <sub>1</sub> **	0,23	60	1,58	62	1,15	61	3,74	63	1,89	60	—	—

Примечание. L<sub>0</sub>\* — океаническая составляющая, L<sub>1</sub>\*\* — ионосферная составляющая.

ного поля связано с направлением потока в окрестностях мест измерений. При этом следует иметь в виду, что малая ось эллипса электрического поля и большая магнитного совпадают с преимущественным направлением скорости приливных течений.

3. Неортогональность главных осей эллипсов поляризации электромагнитного поля, различное соотношение их главных осей для разных мест и несовпадение этих осей с максимумом и минимумом высоты прилива можно, по-видимому, объяснить сложностью распределения скоростей (в связи с несимметричностью геометрических очертаний дна и берегов) и влиянием на электромагнитное поле проводящих осадков и мантии (Sanford, 1971; Larsen, 1968). Этот факт может быть использован для оценки мощности проводящих осадков и глубины до мантии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова Л. М., Баглаенко Н. В., Митрофанов В. Н. Некоторые результаты экспериментальных исследований электрического поля морских волн в прибрежной зоне.— Геомагнитные исследования. № 16. М., «Наука», 1975.
- Борец В. В., Лаштунов Ю. П., Митрофанов В. Н., Родионов А. В. Некоторые результаты выделения приливно-отливной вариации из наблюдений электромагнитного поля Земли на Курильских островах и Сахалине.— Геомагнитные исследования. № 16. М., «Наука», 1975.
- Дуванин А. И. Приливы в море. М., Гидрометеониздат, 1960.
- Фонарев Г. А., Шнеер В. С., Понсов А. Г. Наблюдения электрических полей приливных течений.— Океанология, т. 13, в. 2, 1975.
- Larsen J. Electric and magnetic fields induced by deep sea tides.— Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 16, № 1, 1968.
- Malin S. R. C. Separation of Lunar daily geomagnetic variations into parts of ionospheric and ocean origins.— Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 21, № 5, 1970.
- Sanford T. B. Motionally induced electric and magnetic fields in the sea.— J. Geophys. Res., 76, № 15, 1971.
- Sastry N. S., Rao D. R. K. Separation of Lunar daily geomagnetic variations into parts of oceanic and ionospheric origin in the Indian region.— Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 23, № 3, 1971.

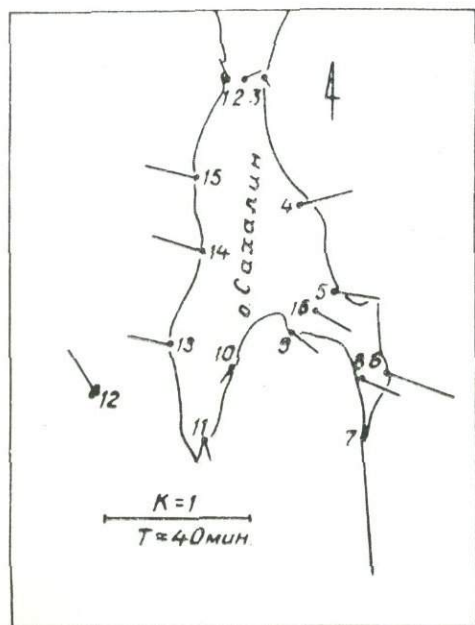
## АНОМАЛИЯ В ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЯХ НА ЮГЕ ОСТРОВА САХАЛИН, ПО ДАННЫМ БУХТООБРАЗНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

А. М. Ляпишев, Ю. П. Лаштунов

Геомагнитное поле бухтообразных возмущений крайне неоднородно на территории Дальнего Востока (Ваньян и др., 1969). Немногочисленные данные по югу Сахалина не позволяли ранее провести детальный анализ поля бухт и, в частности, анализ вертикальной составляющей для возмущений с периодом около одного часа.

Экспериментальные данные, полученные в последние три года по югу острова Сахалин, позволяют сделать не только такой анализ, но и классифицировать многообразие аномальных эффектов в компонентах поля бухт.

На рисунке показаны векторы индукции Визе-Паркинсона для периода около 40 мин. Данные в пунктах 4, 8, 9 и 16 взяты из работы (Ваньян и др., 1969). Распределение векторов индукции на западном и восточном побережьях острова свидетельствует о наличии островного берегового эффекта. Аномальный эффект, видимо, исчезает к северу с уменьшением продольной проводимости водной толщи Татарского пролива, переходя в береговой эффект на границе раздела о-в Сахалин — Охотское море. Для проверки этого предположения необходимо проведение магнитовариационного профилирования (МВП) на севере Сахалина с выходом на материк.



Распределение векторов индукции Визе-Паркинсона на юге о-ва Сахалин.

Из анализа векторов индукции (см. рисунок) видно, что аномальный эффект затухает с удалением от границы раздела (суша — море) в глубь острова на расстояние 20—30 км на западном побережье и в 40—60 км на восточном. Такое быстрое затухание аномального эффекта в сторону суши, видимо, связано с тем, что этот эффект вызывается узкой (10—20 км) полосой токов, текущих в море вблизи контакта суша — море.

Второе, что следует из распределения векторов, — это то, что в формировании островного эффекта играют роль геометрические и геоэлектрические параметры острова и моря. Так, в точках 1, 2 и 3 величина и направление векторов определяются этими факторами. Перешеек соединяет две высокопроводящие среды с проводимостью  $4 \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$ . Электрическое поле в точке 1 характеризуется увеличением восточной составляющей в несколько раз по отношению к северной, что характерно для поперечной составляющей электрического поля в случае берегового эффекта. Однако маленькие значения векторов индукции в точках, расположенных на противоположных сторонах острова, позволяют предположить, что береговой эффект не выражен потому, что регистрация проводилась в пределах хорошо проводящего осадочного слоя. Поведение вектора в точке 12, видимо, определяется геометрическими параметрами острова. В точке 7 ярко выражен «эффект мыса», который быстро затухает к северу. В точке 11 этот эффект выражен слабо (отношение значений векторов  $\frac{k(11)}{k(7)} = 0,138$ ), что говорит о его локальности. Интересно отметить, что поле горизонтальных компонент в точках 7 и 11, расположенных на мысах, увеличено по сравнению с точками 6 и 12 в среднем на 20%.

Таким образом, характерной особенностью геомагнитного поля на островных структурах типа о-ва Сахалин является многообразие аномальных эффектов, количественные оценки которых до сих пор довольно приближенные. Сахалин является как бы природной лабораторией для изучения этих эффектов и их количественных оценок. Для этого необходимо сгустить сеть поперечных профилей с постановкой МТЗ в прибрежных зонах, что в совокупности с физическим и математическим моделированием позволит количественно оценивать эти эффекты в зависимости от геоэлектрических и геометрических параметров сред.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баньян Л. Л. Аномалия геомагнитных вариаций в Дальневосточном секторе Тихоокеанского кольца и ее возможная связь с геотермическим режимом. — «Геол. и геофиз.», 1969, № 1.

## МАГНИТОВАРИАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ОСТРОВА САХАЛИН

*Б. Е. Мардерфельд, В. Н. Верховский*

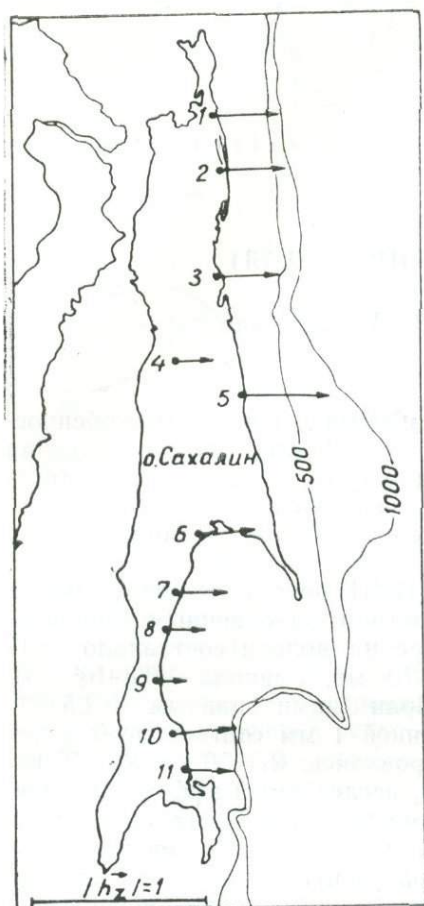
В летний период 1976 г. в шести пунктах восточного побережья о-ва Сахалин (Пильтун, Ноглики, Пограничное, Макаров, Восточный, Взморье) были выполнены магнитовариационные наблюдения трех компонент поля при помощи полевых станций «ИЗМИРАН-4». Одновременно наблюдения выполнялись в центре острова, в пос. Тымовск. Основная цель выполненных наблюдений заключалась в получении данных о структуре переменного геомагнитного поля на восточном побережье о-ва Сахалин, являющегося составной частью зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану, и изучении по этим данным глубинного геоэлектрического строения исследуемого района.

Анализ полученных экспериментальных данных показывает, что интенсивность вариаций горизонтальной составляющей магнитного поля и склонения плавно убывают с севера на юг. Общие закономерности в распределении вариаций вертикальной составляющей могут быть объяснены, как показано ниже, в рамках двумерного берегового эффекта (Мардерфельд, 1977).

В первом приближении характер аномалии в вариациях вертикальной составляющей магнитного поля может быть представлен при помощи индукционных векторов  $\vec{h}_z$ , численно равных отношению вариаций вертикальной составляющей к интенсивности вариаций полной горизонтальной компоненты, спроектированной на направление максимального подобия (горизонтальная составляющая в этом направлении и вертикальная составляющая имеют подобный временной ход), при этом индукционные векторы ориентированы в направлении максимального подобия в сторону увеличения электропроводности (в случае берегового эффекта — от суши к морю).

На рисунке приведены векторы индукции для пунктов, расположенных на восточном побережье о-ва Сахалин. Результаты наблюдений 1976 г. дополнены векторами в пунктах Оха, Поронайск, Долинск и Охотское, построенных по данным, полученным ранее. Все индукционные векторы ориентированы практически перпендикулярно к береговой линии и направлены в сторону Охотского моря. С приближением пункта наблюдения к глубоководной части моря (Оха, Пограничное, Долинск, Охотское) интенсивность вариаций вертикальной составляющей, а следовательно, и абсолютная величина индукционных векторов, возрастает, при удалении пункта наблюдения от глубоководной части моря (Тымовск, Восточный, Взморье) наблюдаемый эффект ослабевает.

Сопоставление полученных интенсивностей векторов индукции для вариаций с периодом  $T \approx 1$  ч для восточного побережья Сахалина с аналогичными значениями для Охи показывает, что в зависимости от расстояния пункта наблюдения до пятисотметровой изобаты Охотского моря модули  $\vec{h}_z$  близки к распределению  $|\vec{h}_z|$  на профиле Оха — Николаевск (Мардерфельд, Халецкий, наст. сб.), на основании чего мо-



Ориентация индукционных векторов  $|h_z|$  на восточном побережье о-ва Сахалин. Наименование пунктов: 1 — Оха, 2 — Пильтун, 3 — Ноглики, 4 — Тымовск, 5 — Пограничное, 6 — Поронайск, 7 — Макаров, 8 — Восточное, 9 — Взморье, 10 — Долинск, 11 — Охотское.

жет быть сделан вывод об идентичности глубинных геоэлектрических условий на всем восточном побережье Сахалина, при этом мощность непроводящего слоя составляет в этом районе приблизительно 100—150 км. Этот вывод подтверждается параллелизмом во временном ходе вариаций вертикальной составляющей магнитного поля и склонения, что возможно лишь, согласно П. Вайдельту (Weidelt P.), при мощности непроводящего слоя примерно 120 км.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Мардерфельд Б. Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М., «Наука», 1977.  
 Weidelt P. The electromagnetic induction in two thin half-sheets. Z. Geoph. 1971, 37, № 4.

## ЛОКАЛЬНЫЙ ОСТРОВНОЙ ЭФФЕКТ В ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЯХ (ДАННЫЕ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

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

Под локальным островным эффектом обычно понимают особенности в естественном электромагнитном поле Земли, возникающие на окруженном морем постоянной глубины острове в результате обтекания острова морскими индукционными токами. Основные черты островного эффекта могут быть подробно изучены при помощи лабораторного физического моделирования.

На моделирующей установке СахКНИИ море с островом имитируется медным листом с круглым отверстием, заполненным свинцом. Соотношение проводимостей суша — море на модели составляло 1:15 (удельная электропроводность меди  $5,8 \cdot 10^7$  мо, а свинца —  $3,8 \cdot 10^6$  мо). Линейный масштаб моделирования выбран нами равным  $1:2,5 \cdot 10^6$ . При этом масштабе медный лист толщиной 1 мм соответствует морю глубиной 2,5 км, размеры острова варьировались:  $R_1=50$  км,  $R_2=75$  км,  $R_3=100$  км. Так как модель двухслойна, исследуемый эффект обусловлен только морскими индукционными токами без влияния проводящей мантии. Способ формирования морских индукционных токов в моделирующей установке СахКНИИ имеет характерную особенность: вторичное поле возбуждается в модели непосредственным подключением медных листов к генератору через трансформатор тока, частотный диапазон моделирования задается на основании критериев электромагнитного подобия модели и природы (Мардерфельд и др., 1977 а), при этом антенна как источник возбуждения поля исключается.

На рис. 1, б показан характер обтекания морскими индукционными токами (пунктир — линии постоянного напряжения, сплошные линии — линии тока) круглого острова радиуса  $R=75$  км и распределение интенсивностей компонент электромагнитного поля на профиле, проходящем поперек токовых линий через центр острова. Размеры возмущенной области с током примерно равны радиусу острова. Это свойство подтверждается картинками обтекания островов с иными размерами:  $R=50$  км и 100 км. Следовательно, можно сделать вывод, что интенсивность эффекта в первую очередь зависит от размеров острова. Этот вывод сохраняется и при введении проводящей мантии. Однако интенсивность эффекта ослабевает, что, вообще говоря, следует из свойств двумерного берегового эффекта при наличии однородной проводящей мантии (Мардерфельд и др., 1977 б).

Характерные особенности островного эффекта заключаются в следующем (рис. 1, б): в районе контакта суши и моря наблюдаются экстремальные значения компонент электромагнитного поля. В центре острова горизонтальная компонента достигает минимума, вертикальная компонента, проходя через ноль, меняет знак, т. е. вариации вертикальной составляющей магнитного поля по обеим сторонам острова взаимно сдвинуты по фазе на  $180^\circ$ . При изменении радиуса острова от 50 км до 100 км эффект в электрическом поле возрастает на 12%, в горизонталь-

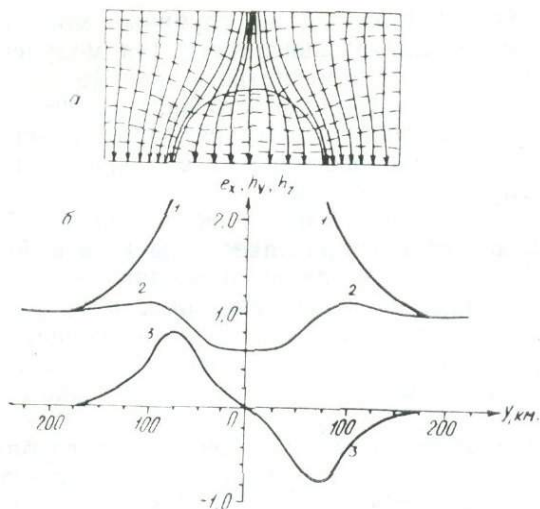


Рис. 1. а — характер обтекания морскими токами круглого острова радиусом  $R=75$  км,  $\sigma_1 : \sigma_2 = 1 : 15$ ; б — распределение компонент электромагнитного поля при локальном островном эффекте.

ном и вертикальном магнитном поле — на 5% и 25% соответственно, область действия эффекта для всех компонент поля с увеличением радиуса увеличивается, при этом относительная величина размеров области затухания  $|h_z|$  практически остается постоянной.

Влияние проводящей мантии на интенсивность компонент электромагнитного поля при островном эффекте было исследовано нами при помощи моделирующей установки ЛФМФИМ АН УССР (Мороз и др., 1975). Море на этой установке имитировалось слоем концентрированного раствора поваренной соли с удельным сопротивлением  $\rho = 0,065$  ом и мощностью до 5 см, остров — слабо проводящим круглым диском из сургуча диаметром 56 см. При линейном масштабе моделирования  $1 : 10^5$  глубина моря соответствовала в натуре 5 км, диаметр острова — 56 км. Сопоставляя данные моделирования островного эффекта на установке ЛФМФИМ с аналогичными данными мо-

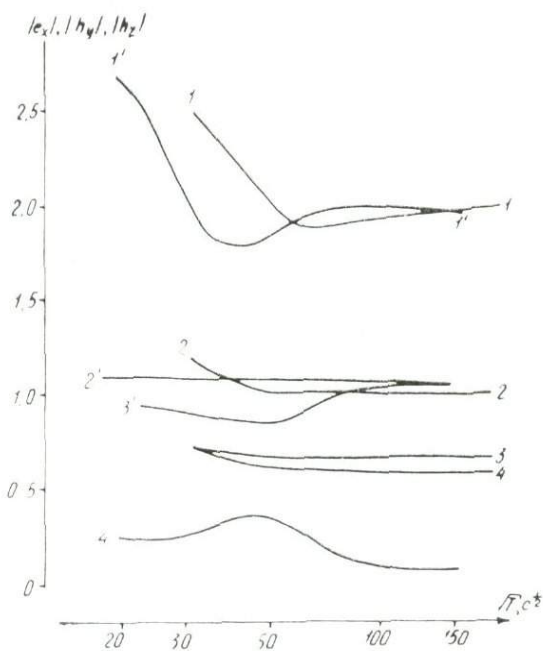


Рис. 2. Зависимость экстремальных значений компонент электромагнитного поля от периода  $T$ : 1 —  $|e_x^{i \max}|$ , 2 —  $|h_y^{i \max}|$ , 3 —  $|h_y^{m \max}|$ , 4 —  $|h_z^{i \max}|$  в случае отсутствия проводящего слоя; индексы со штрихами относятся к случаю введения проводящего слоя на глубину 50 км.

делирования на установке СахКНИИ (для той же глубины моря и диаметра острова), мы построим частотные зависимости для модулей экстремальных значений компонент электромагнитного поля  $|e_y^{max}|$ ,  $|h_y^{max}|$ ,  $|h_z^{max}|$ , зарегистрированных на границе острова, и  $|h_y^{min}|$ , полученного в центре острова, для случая отсутствия проводящего слоя (кривые 1, 2, 3, 4) и при наличии проводящего слоя (кривые 1', 2', 3', 4'), расположенного на глубине 50 км (рис. 2). На рисунке видно, что горизонтальное магнитное поле и электрическое поле в области контакта для периодов более 40 мин практически не зависит от наличия проводящей мантии,  $h_y^{min}$  при введении проводящего слоя увеличивается на 30% и для длинных периодов аномалия в  $h_y$  при островном эффекте практически исчезает. Так же резко уменьшается интенсивность аномалии в  $|h_z|$  (примерно в 5 раз). При этом для периода около 40 мин наблюдается наибольшая интенсивность аномалии  $|h_z|$ .

Таким образом, наличие проводящего слоя на небольших глубинах значительно гасит аномальный островной эффект в геомагнитных вариациях, при погружении слоя эффект в  $|h_y|$  и в  $|h_z|$  усиливается.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г., Побегайло В. А. Изучение берегового эффекта в геомагнитных вариациях при помощи моделирующей установки СахКНИИ. — Естественные геофизич. поля дальневосточных окраинных морей (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 55). Владивосток, 1976а.
- Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Мороз И. П., Родионов А. В. Изучение берегового эффекта при помощи лабораторного моделирования. — Геофизич. поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 55). Владивосток, 1977б.
- Мороз И. П., Кобзова В. М., Тимошин Б. В. Моделирование электродинамических процессов в неоднородных проводящих средах. Киев, «Наукова думка», 1975.

## ЭФФЕКТ ПРОЛИВА В ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЯХ (ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Б. Е. Мардерфельд, Р. Г. Шигапов

При поперечной поляризации электрического поля на островных дугах наблюдается эффект концентрации электрического индукционного тока в проливах, так называемый эффект пролива в геомагнитных вариациях. При помощи этого эффекта И. И. Рокитянский (1975) предложил качественное объяснение Среднекурильской аномалии в геомагнитных вариациях (Ваньян и др., 1975). Эта аномалия охватывает острова Уруп и Симушир, индукционные векторы здесь ориентированы вдоль островной дуги навстречу друг другу через пролив, наибольшая интенсивность их наблюдается на оконечностях островов. В среднем здесь  $|h_z| > 1,5$  для бухтообразных возмущений, более 1,2 для второй гармоники  $S^b$ , примерно равняется 0,7 для ее первой гармоники (Ляпишев и др., 1975).

Количественная оценка эффекта пролива в геомагнитных вариациях получена нами при помощи моделирующей установки СахКНИИ (Мардерфельд и др., 1977). Модель представляла собой двумерный остров шириной 75 км, разделяющий море глубиной 2,5 км. Остров был разделен 100-километровым проливом, суммарная проводимость

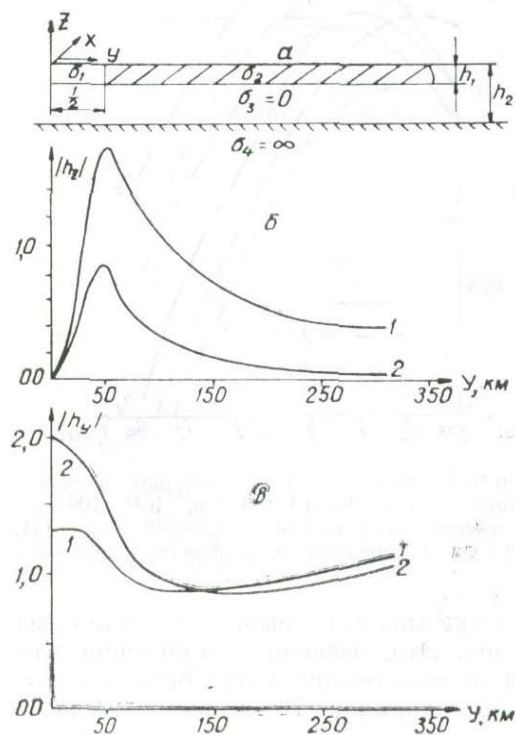


Рис. 1. а — исследуемая модель пролива ( $\sigma_1 = \sigma_2 = 15$ ,  $h_1 = 2,5$  км,  $\frac{1}{2} = 50$  км); б, в — распределение  $|h_z|$  и  $|h_x|$  вдоль профиля, пересекающего пролив. Периоды вариаций: 1 — 0,25 ч, 2 — 1 ÷ 6 ч.

которого соответствовала по порядку величины суммарной проводимости прол. Буссоль, где Среднекурильская аномалия была выражена наиболее характерно (рис. 1, а). При моделировании соотношение удельных проводимостей суши и моря составляло 1:15, частотный диапазон соответствовал вариациям естественного электромагнитного поля в интервале периодов от 15 мин до 6 ч. Моделирование проводилось на двухслойной модели без проводящего слоя верхней мантии, учет влияния последнего был выполнен на основании расчета перераспределения магнитотеллурического поля в трехслойной однородной среде по данным магнитотеллурической теории.

В случае двухслойного геоэлектрического разреза распределение поперек пролива нормированных значений горизонтальной и вертикальной компонент  $|h_y| = |H_y|/2H_0$ ,  $|h_z| = |H_z|/2H_0$  (где  $H_0$  — нормальное горизонтальное поле источника) достигает экстремального значения для  $|h_y|$  в центре пролива; для  $h_z$  — на краю (рис. 1б, в), в центре  $h_z$  равно нулю и изменяет фазу на  $180^\circ$ , что соответствует теоретическим представлениям. С увеличением периода от 15 мин до 1 ч интенсивность эффекта возрастает. Для более длинных периодов от 1 ч до 6 ч наблюдается насыщение и интенсивность эффекта от периода не зависит. Значение  $|h_y|$  в 10 км от пролива принимает величину нормального поля.

Экстремальные значения электромагнитного поля в интервале периодов от 15 мин до 1 ч увеличиваются с периодом (рис. 2, б): электрическое поле в центре пролива возрастает в 3,5 раза, экстремальные значения  $|h_y|$  и  $|h_z|$  увеличиваются на 50% и 100% соответственно.

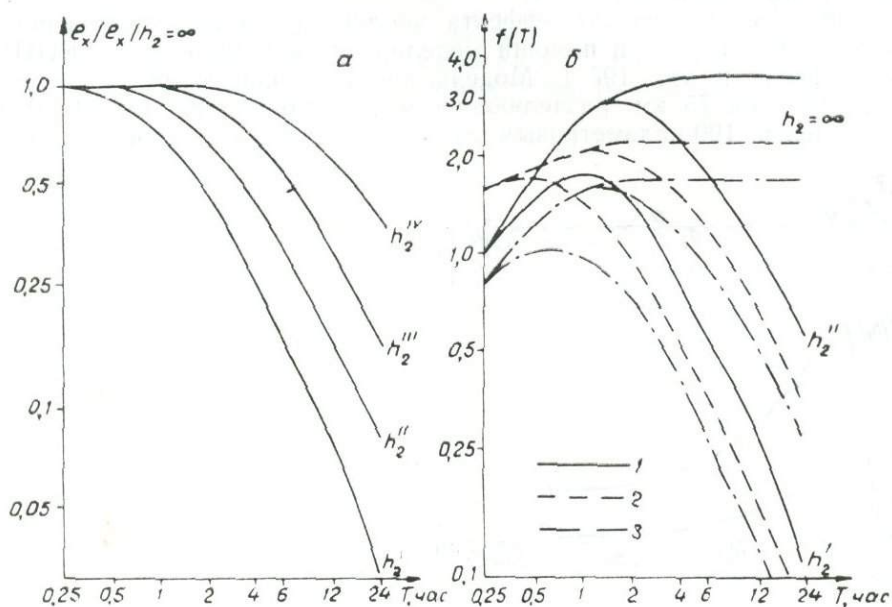


Рис. 2. а — зависимость электромагнитного поля в море от периода вариаций для различных мощностей непроводящего слоя  $h_2$ :  $h_2^I=50$  км,  $h_2^{II}=100$  км,  $h_2^{III}=200$  км,  $h_2^{IV}=400$  км; б — распределение экстремальных значений  $|e_x|$  (1),  $|h_y|$  (2),  $|h_z|$  (3) в зависимости от периода для различных мощностей непроводящего слоя  $h_2$ .

При более длинных периодах, как указывалось выше и видно из рис. 2, наступает эффект насыщения. Это, очевидно, характерно для постоянного поля, поэтому выводы моделирования могут быть распространены на более длинные периоды, например 12-часовые и 24-часовые вариации  $S_q$ -поля.

Для учета индукционного влияния высокопроводящей мантии рассмотрим зависимость интенсивности поля в море от мощности непроводящего слоя  $h_2$  для трехслойного геоэлектрического разреза (рис. 1, а). На основании данных магнитотеллурической теории (Бердичевский, 1968) нами были построены зависимости интенсивностей электрического поля в море от периода вариаций для различных мощностей непроводящего слоя  $h_2$  (рис. 2, а). Значения электрического поля для заданного  $h_2$  (нормированные на соответствующие значения электрического поля при  $h_2 = \infty$ ) при изменении периода существенно зависят от мощности непроводящего слоя  $h_2$ : с приближением проводящего слоя усиливается «просачивание» электромагнитного поля через проводящую мантию, с его удалением непроницаемость моря возрастает.

Эффект пролива, по данным моделирования, линейно зависит от плотности тока, протекающего через пролив. Поэтому изменения электрического поля в однородном пространстве автоматически изменяет плотность тока, а вместе с ней должны наблюдаться пропорциональные изменения в аномальном электромагнитном поле, обусловленные концентрацией токов в проливе.

Применяя полученные выводы для трансформации частотных зависимостей экстремальных значений  $|e_x|$ ,  $|h_y|$ ,  $|h_z|$  в случае  $h_2 = \infty$ , получим характерное семейство частотных распределений, индивидуальные свойства которых значительно зависят от мощности непроводящего слоя  $h_2$  (рис. 2, б). Так, значения  $|h_z|$  для вариаций с периодом  $1^h$ ,  $12^h$ ,  $24^h$  в случае 200-километровой непроводящей мантии соответственно составляют 1,60; 0,40; 0,28. Сравнивая значения  $|h_z|$ , полученные при помощи моделирования с экспериментальными, приведенными выше, видим, что наблюдаемый аномальный эффект в бухтообразных возмущениях на средних Курильских островах примерно соответствует эффекту пролива, при мощности непроводящего слоя  $h_2 = 200$  км. Эффект в  $h_z$  полусуточных и суточных гармониках  $S_q$ -вариаций значительно меньше по сравнению с расчетами по данным моделирования.

Для объяснения аномалии  $S_q$ -вариаций на средних Курильских островах в рамках теории однородного геоэлектрического строения этого района эффектом пролива необходимо, чтобы мощность непроводящего слоя была равна 400 км.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического зондирования. М., «Недра», 1968.
- Ваньян Л. Л., Борец В. В., Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В. Исследования на Дальнем Востоке. — Исследование теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1975.
- Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Половов А. А. Применение метода Визе-Паркинсона для анализа аномалии в  $S_q$ -вариациях на средних Курильских островах. — Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30). Владивосток, 1975.
- Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г., Побегайло В. А. Изучение берегового эффекта в геомагнитных вариациях при помощи моделирующей установки СахКНИИ. — Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 55). Владивосток, 1977.
- Рокитянский И. И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев, «Наукова думка», 1975.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В VII РЕЙСЕ НИС «ПЕГАС»

А. А. Андреев, Л. М. Лютая

Главная задача рейса (ноябрь 1975 — март 1976) состояла в изучении строения земной коры подводных гор Маркус — Уэйк (северо-западная часть Тихого океана).

Измерения осуществлялись двумя комплектами гравиметров типа ГГ (Морской гиросtabilизированный гравиметр..., 1972). После предварительного определения цены деления и смещения нуль-пункта приборов для окончательной обработки были приняты записи только одного прибора.

Цена деления гравиметров (К) типа ГГ зависит от разности  $\Delta m_r = m_r - m_0$  между отсчетами по прибору на некотором пункте и отсчетом на пункте, где производилось эталонирование, и имеет вид  $K = C_0 + C_1 \cdot \Delta m_r$ . Здесь  $C_0$ ,  $C_1$  — постоянные, подлежащие определению при эталонировании. Значения этих коэффициентов, определенных методом наклона, соответственно 129,65 мгл/мм и 0,247 мгл/мм при  $m_0 = 9,84$  мм. Значения  $C_0$  и величина смещения нуль-пункта, принятые для обработки данных рейса, определены по данным таблицы и составляют  $C_0 = -118,92$  мгл/мм, а смещение нуль-пункта — 3,74 мгл/сут. Значение  $C_1$ , принятое для обработки, осталось неизменным.

Результаты эталонирования гравиметров

№ прибора	$C_0$ , $\frac{\text{МГЛ}}{\text{ММ}}$	$C_1$ , $\frac{\text{МГЛ}}{\text{ММ}^2}$	$m_0$ , мм	Диапазон, в котором установлена зависимость, мм
04	83,80	0,166	5,55	-22,0 ÷ -5,0
05	129,65	0,247	9,84	-14,0 ÷ -3,5
06	107,35	0,208	16,77	-16,0 ÷ -4,0

Условия наблюдения во время рейса были неодинаковы. На переходе Токио — о-в Маркус и в районе подводных гор Маркус — Уэйк волнение моря и ветер были, как правило, не менее 4 баллов, и большая часть наблюдений выполнена при наклонах гравиметра, близких к критическим. Наблюдения на переходе о-в Уэйк — порт Сува выполнены при волнении моря не более 1 балла.

Контроль прокладки маршрута судна осуществлялся по Солнцу и звездам, а вблизи острова — по локатору. Случайные ошибки гравиметрических измерений на переходе до о-ва Уэйк, по результатам внутренней сходимости, в немногих пересечениях в районе гор Маркус — Уэйк достигают 10 мгл. На переходе о-в Уэйк — порт Сува нет данных для внутреннего контроля точности. Хорошие условия наблюдения позволяют предполагать, что эта точность существенно не хуже  $\pm 5$  мгл.

Районы, в которых были проведены исследования, очень слабо изу-

чены в гравиметрическом отношении (Watts, Talwani e. a., 1976), поэтому каждый новый профиль непрерывных гравиметрических измерений представляет значительный интерес (рис. 1, 2).

На переходе Токио—о-в Маркус гравиметрически исследован район сочленения Бонинского и Японского желобов и западная часть Северо-Западной котловины Тихого океана. Район сочленения желобов характеризуется аномалиями, равными примерно  $-300$  мгл<sup>1</sup>.

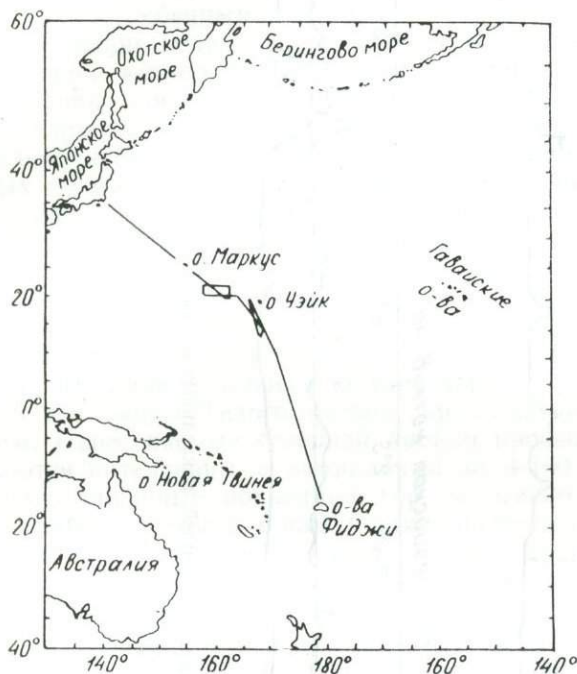


Рис. 1. Положение профилей, вдоль которых выполнены гравиметрические наблюдения.

Далее, за пределами желоба (по линии маршрута судна) на протяжении более 200 км наблюдаются положительные аномалии до 50 мгл. За пределами этой области, вплоть до о-ва Маркус, маршрут судна пролегал в районе, где аномалии силы тяжести имеют среднюю интенсивность  $-(15-20)$  мгл. На этом фоне отрицательных значений аномалий выделяются отдельные локальные аномалии с относительной амплитудой до 25 мгл. Эти локальные аномалии, как и им подобные, которые будут описаны ниже, связаны с отдельными подводными горами, возможно частично погребенными.

На рассматриваемом профиле наибольший интерес представляет следующая особенность — полоса положительных аномалий, следующая непосредственно за глубоководным желобом в сторону океана. Такие полосы положительных аномалий отмечены и для других желобов северо-западной части Тихого океана (Watts, Talwani e. a., 1976). Согласно гипотезе тектоники плит, эта особенность поля силы тяжести связана с горизонтальным сжатием соседних литосферных плит, сочленяющихся в районе желобов. Более тонкая кора со стороны океана при боковом давлении непосредственно перед упором (в области желоба) испытывает общее коробление вверх. Этот эффект вызывает изостатическое неуравновешивание земной коры океана (в указанном районе), что отражается на повышенном фоне аномалий силы тяжести.

В отличие от Курильской островной дуги полоса повышенных значений силы тяжести в океане напротив Японских островов больше по

<sup>1</sup> Здесь и далее имеются в виду аномалии в редукции свободного воздуха.

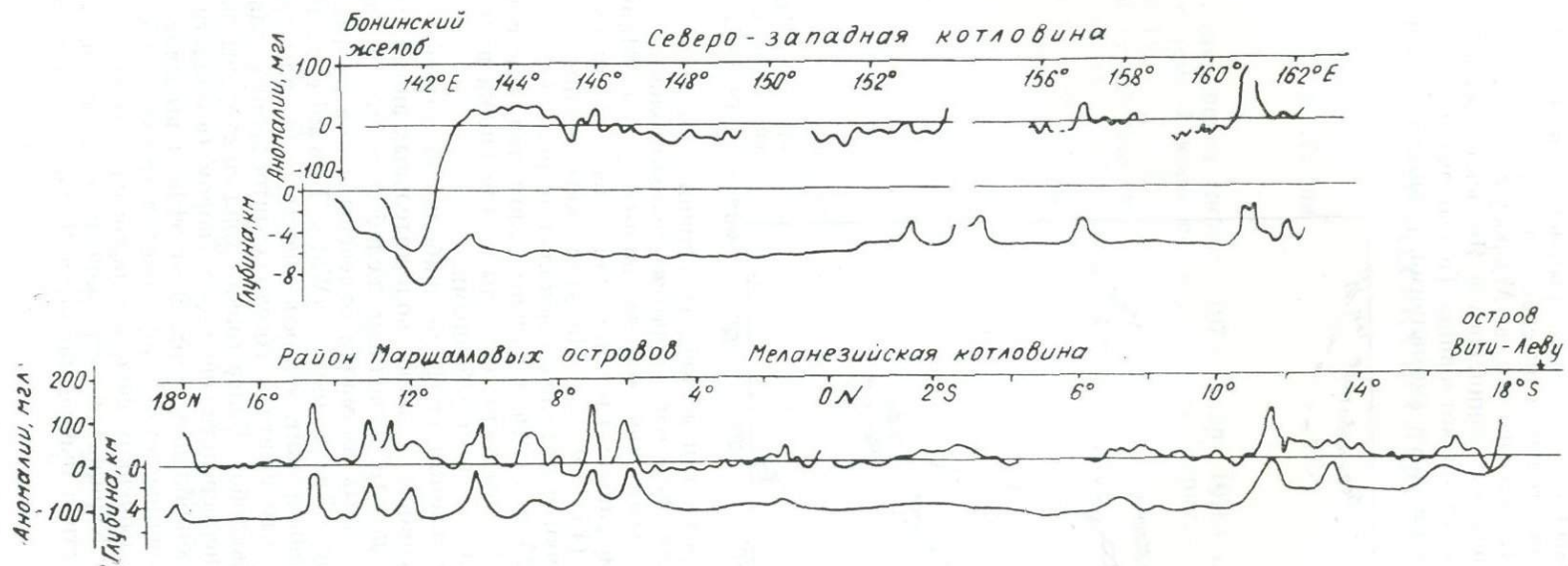


Рис. 2. Графики аномалий силы тяжести и рельефа дна вдоль профилей, показанных на рис. 1.

абсолютной величине на 15—20 мгл. Имея в виду вышесказанное, можно сделать вывод, что горизонтальное сжатие в литосфере под Японским желобом больше, чем под Курильской островной дугой.

Подводные горы Маркус — Уэйк характеризуются слабоотрицательным полем силы тяжести, на фоне которого выделяются чаще всего изолированные аномалии со значениями 100 мгл и более. Эти локальные аномалии, как показывает сопоставление графиков  $\Delta g$  и рельефа дна, связаны не только с горами, фиксируемыми эхолотами, но и с погребенными горами.

Средние величины аномалий в исследованном районе и в Северо-Западной котловине Тихого океана близки. Наряду с этим значительные горы или группа близко расположенных гор небольшого размера выделяются большими положительными аномалиями на фоне сравнительно небольших по величине, но больших по площади отрицательных аномалий силы тяжести. Этот факт можно рассматривать как доказательство существования корней отдельных гор. Таким образом, можно предположить, что система отдельных гор Маркус — Уэйк в нижней части коры не образует самостоятельной отрицательной структуры, внешним выражением которой можно было бы рассматривать эти горы.

Переход о-в Уэйк — порт Сува (о-ва Фиджи) позволил получить гравиметрическую характеристику западной части Центральной котловины Тихого океана, прилегающей к Маршалловым островам. Пересекаемые северной частью профиля подводные горы отмечаются интенсивными аномалиями до +100 мгл и более. Участки профиля, лишенные подводных гор, не имеют значительных аномалий. С приближением к о-вам Фиджи интенсивность локальных аномалий возрастает, но общий, близкий к нулю, средний уровень аномалий сохраняется. Эти аномалии фиксируют как подводные горы, так и выступы фундамента, перекрытые маломощной осадочной толщей.

Отличием Центральной котловины от Северо-Западной является близкий к нулю средний уровень аномалий, что свидетельствует о более уравновешенном изостатическом состоянии Центральной котловины.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Морской гиростабилизированный гравиметр. М., «Наука», 1972.  
Watts A. B., Talwani M., Cochran I. R. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean Basin and its Margin. In: «The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin». Geophys. Monograph, ser. v. 19, N. Y., 1976.

## СОДЕРЖАНИЕ

Журавлев А. В. Особенности строения и развития периферических тектонических систем северо-запада Тихого океана	3
Кочергин Е. В., Кочергин А. В., Кирьянова П. М. Статистические характеристики аномального магнитного поля островных систем Курильской и Рюкю	13
Кочергин Е. В. Магнитные свойства пород верхней толщи земной коры островных систем Курильской и Рюкю	19
Федотов Г. П., Саложников Б. Г. Связь магнитного поля северо-западной части акватории Охотского моря с геологическим строением	22
Снеговской С. С., Красный М. Л. Из опыта гравимагнитных исследований на вулканах Курильской гряды	27
Половов А. А. Пространственно-временные особенности поля геомагнитных вековых вариаций на Дальнем Востоке	32
Мардерфельд Б. Е., Халецкий И. А. Изучение глубинного геоэлектрического строения области перехода от континента к океану по характеристикам берегового эффекта	38
Косыгин В. Ю. О некоторых особенностях строения и развития земной коры Южно-Охотского региона в свете гравитационных данных	43
Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Соинов В. В. Геотермические исследования на острове Монерон	48
Соинов В. В., Соловьев В. Н. Стационарная модель температур верхней мантии Охотоморского региона	53
Волкова Н. А. Тепловой поток и некоторые аспекты геологической истории Сахалина в кайнозое	57
Потапов С. В., Злобин Т. К. О взаимосвязи строения земной коры и приповерхностных структур Ханкайского срединного массива в юго-западном Приморье	63
<b>Методические вопросы обработки и интерпретации экспериментальных данных</b>	
Ромашова О. Н. Подготовка к автоматизированной обработке данных гравиметрии	69
Верховский В. Н., Лаштунов Ю. П. Методика обработки стандартных вариационных наблюдений геомагнитных обсерваторий на ЭВМ	73
Воробьев В. М. Автоматизированная система обработки и интерпретации профильной гидромагнитной съемки	79
<b>Краткие сообщения</b>	
Родионов А. В., Митрофанов В. Н., Лаштунов Ю. П. Экспериментальные исследования связи электромагнитного и гидродинамического полей морских приливов	86
Ляпишев А. М., Лаштунов Ю. П. Аномалия в геомагнитных вариациях на юге острова Сахалин, по данным бухтообразных возмущений	90
Мардерфельд Б. Е., Верховский В. Н. Магнитовариационные наблюдения на восточном побережье острова Сахалин	92
Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г., Кобзова В. М. Локальный островной эффект в геомагнитных вариациях (данные лабораторного моделирования)	94
Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г. Эффект пролива в геомагнитных вариациях (по данным лабораторного моделирования)	97
Андреев А. А., Лютая Л. М. Результаты гравиметрических исследований в VII рейсе НИС «Перас»	100

УДК 550.83 (265)

**Особенности строения и развития периокеанических тектонических систем северо-запада Тихого океана.** Журавлев А. В. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 3—12.

Рассмотрены особенности строения и развития островных дуг приконтинентального типа и сопредельных с ними отрицательных морфоструктурных элементов (глубоководные желоба и котловины окраинных морей) северо-запада Тихого океана. Проанализировано аномальное гравитационное поле, по характеру которого сделаны выводы об особенностях и стадийности развития рассматриваемых систем, и намечены первоочередные районы для последующего изучения.

Ил. 2, библи. 13.

УДК 386 (265)

**Статистические характеристики аномального магнитного поля островных систем Курильской и Рюкю.** Кочергин Е. В., Кочергин А. В., Кирьянов П. М. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 13—18.

Применение одного из современных методов интерпретации аномального магнитного поля — метода статистического анализа, позволило авторам выявить региональные неоднородности основных структур систем Курильской и Рюкю, обусловленные их магнитной гетерогенностью по простиранию. Границами этих неоднородностей служат тектонические линии типа трансформных разломов, ориентированных ортогонально к простиранию дуги. Эти линии прослеживаются и за пределами системы, что может свидетельствовать о генетической связи структур островной системы и сопредельных областей.

Ил. 3, библи. 11.

УДК 383.2 (265)

**Магнитные свойства пород верхней толщи земной коры островных систем Курильской и Рюкю.** Кочергин Е. В. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 19—21.

По результатам измерений магнитной восприимчивости пород, взятых на островах Курильского архипелага и поднятых со дна акваторий, установлено, что верхняя толща разреза земной коры островной системы Рюкю менее магнитна по сравнению с толщей Курильской островной системы. Это обусловлено тем, что верхняя толща первой сложена преимущественно карбонатными породами, а второй — терригенными с присутствием эффузивно-интрузивных разновидностей андезитового и андезитобазальтового состава.

Отмечено, что породам внешней зоны Курильской островной системы отвечает более высокая величина магнитной восприимчивости и более широкий спектр ее варьирования, что может быть связано как с возрастом развития внутренней и внешней островных дуг, так и их тектоническим режимом на различных этапах развития.

Библи. 10.

УДК 550.389 (265.3)

**Связь магнитного поля северо-западной части акватории Охотского моря с геологическим строением.** Федотов Г. П., Сапожников Б. Г. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 22—26.

Рассматривается магнитное поле северо-западной части акватории Охотского моря и его связь с геологическим строением. По характеру магнитного поля выделено три аномальных зоны. Различия морфологии поля выделенных зон обусловлено различным геологическим строением. Приведенные данные дают основание предполагать, что в пределах исследуемого региона имеют развитие мезозонды Сихотэ-Алинской и кайнозонды Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей, а также палеоген-верхнемеловые эффузивные образования Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

Ил. 2, библи. 9.

УДК 550.83:550.21 (571.645)

**Из опыта гравимагнитных исследований на вулканах Курильской гряды.** Снеговской С. С., Красный М. Л. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 27—31.

Обсуждаются вопросы методики и геологической эффективности геофизических исследований, выполненных в целях структурного изучения вулканических сооружений и организации сети долговременных пунктов режимных наблюдений.

Рассмотренные результаты представляют интерес в свете дальнейшего продолжения исследований.

Ил. 5, библи. 7.

УДК 550.382.7

**Пространственно-временные особенности поля геомагнитных вековых вариаций на Дальнем Востоке.** Половов А. А. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 32—37.

В статье по данным сети обсерваторий и пунктов векового хода исследуется структура и изменение поля вековых вариаций. В развитии Восточно-Азиатского фокуса в шестидесятых—семидесятых годах отмечается рост интенсивности и перемещение области наибольших изменений на северо-запад. Для сравнения рассматривается поведение Каспийского фокуса векового хода. Оценена скорость перемещения особенностей поля и сделан вывод, что изменение положения фокуса связано с движением источника. Предлагается модель источника с горизонтальным магнитным моментом, делается попытка сопоставить поле вариаций с постоянным остаточным геомагнитным полем.

Ил. 5, библи. 4.

УДК 550.37

**Изучение глубинного геоэлектрического строения области перехода от континента к океану по характеристикам берегового эффекта.** Мардерфельд Б. Е., Халецкий И. А. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 38—42.

По экспериментальным данным о зависимости  $H_z$ , возникающей при береговом эффекте, от расстояния пункта наблюдения до береговой линии и периода геомагнитных вариаций тремя независимыми методами оценена мощность непроводящего слоя на Дальнем Востоке—эта величина составляет приблизительно 100 км.

Ил. 4, библи. 11.

УДК 550.831.016:551.24

**О некоторых особенностях строения и развития земной коры Южно-Охотского региона в свете гравитационных данных.** Косыгин В. Ю. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 43—47.

По результатам морских набортных гравиметрических измерений, проведенных СахКНИИ ДВНЦ АН СССР совместно с ИФЗ АН СССР в период с 1972 по 1974 г. на НИС «Пегас» в пределах акватории южной части Охотского моря, а также с учетом ранее полученных гравиметрических данных была построена карта аномального гравитационного поля в редукции Буге, которая по характерным признакам подразделяется на четыре аномалийных района, имеющих выраженность в строении земной коры региона. На основании геологической интерпретации локальных гравитационных аномалий южной части Охотского моря делаются некоторые выводы о строении и развитии земной коры района.

Ил. 2, библи. 14.

УДК 550.361 (574.64)

**Геотермические исследования на острове Монерон.** Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Соинов В. В. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 48—52.

В статье приводятся результаты геотермических исследований на острове Монерон. Измеренный тепловой поток составил 1,19 мккал/(см<sup>2</sup>·с). Кордовая радиогенная составляющая оценивается величиной 0,8 мккал/(см<sup>2</sup>·с), т. е. составляет  $\frac{2}{3}$  измеренного потока. Расчет показал, что разрушающие напряжения горных пород, обусловленные горизонтальными температурными градиентами, достигаются в данной зоне на глубинах 15—30 км.

Ил. 1, табл. 1, библиограф. 9.

УДК 550.361 (265)

**Стационарная модель температур верхней мантии Охотоморского региона.** Соинов В. В., Соловьев В. Н. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 53—56.

Построена стационарная модель распределения температур в верхней мантии на основе решения двумерной задачи Дирихле с заданными граничными условиями. Обсуждаются различные геофизические аспекты построенной модели с условиями, характерными для верхней мантии Охотоморского региона.

Ил. 1, табл. 1, библиограф. 10.

УДК 550.36 (574.64)

**Тепловой поток и некоторые аспекты геологической истории Сахалина в кайнозое.** Волкова Н. А. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 57—62.

Выполнена количественная оценка влияния на величину теплового потока на Сахалине процесса создания упругих напряжений и новейших движений, а также проведено сопоставление распределения теплового потока с положением палеовулканических центров. Показано, что ни один из этих факторов не оказывает заметного влияния на измеренный в настоящее время тепловой поток.

Ил. 1, табл. 1, библиограф. 14.

УДК 550.834

**О взаимосвязи строения земной коры и приповерхностных структур Ханкайского срединного массива в юго-западном Приморье.** Потапов С. В., Злобин Т. К. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 63—68.

По данным КМПВ и ГСЗ установлены корреляционные связи приповерхностных структур Спасской депрессии и Шмаковского антиклинория с особенностями их глубинного строения. Отрицательной структуре соответствует повышенная мощность земной коры и «базальтового» слоя, положительной структуре — пониженная мощность земной коры и «гранитно-метаморфического» слоя. Несоответствие распространенным соотношениям мощностей и структур объясняется особыми условиями формирования древнего Ханкайского массива среди молодой складчатости Сихотэ-Алиня. Наблюдается соответствие дизъюнктивных приповерхностных нарушений глубинным и коровым разломам в земной коре. Блокам с наибольшей расслоенностью земной коры отвечают участки повышенной неоднородности в приповерхностной части разреза.

Ил. 2, библиограф. 11.

УДК 528.563

**Подготовка к автоматизированной обработке данных гравиметрии.** Ромашова О. Н. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 69—72.

В статье показана возможность обработки гравиметрической информации на основе прикладной теории информации. Предлагается алгоритм дискретизации для сокращения объема информации, когда в качестве воспроизводящей функции принимается степенной многочлен Лагранжа.

Рассматривается вопрос автоматизированной обработки информации с использованием аппаратуры, устанавливаемой на борту экспедиционных судов.

Ил. 2, библиограф. 4.

УДК 550.385.25/26

**Методика обработки стандартных вариационных наблюдений геомагнитных обсерваторий на ЭВМ.** Верховский В. Н., Лаштунов Ю. П. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 73—78.

Разработана программа обработки данных геомагнитной обсерватории для расчета таблиц месячного обзора на ЭВМ «Минск-22» на языке «АЛГОЛ-60».

Программа прошла проверку на обсерватории «Южно-Сахалинск», принята МЦД-Б2 к прямому международному обмену и может быть применена на любой обсерватории, имеющей доступ к ЭВМ этого класса.

Проработана методика и разработаны программы расчета К-индексов на ЭВМ «Мир-1».

Применение разработанной методики и программ, при наличии цифровых магнитовариационных станций, может послужить основой для разработки автоматизированной системы получения и обработки геомагнитных данных.

Ил. 1, табл. 1, библи. 2.

УДК 550.838

**Автоматизированная система обработки и интерпретации профильной гидромагнитной съемки.** Воробьев В. М. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 79—85.

Дано описание системы программ, осуществляющих непрерывный процесс вычислительных и графических операций от первичной обработки натуральных измерений поля Т до определения параметров намагниченных тел. Первичная обработка включает в себя введение поправок за суточные и вековые вариации поля, девиацию судна и нормальное поле Земли и вычисление аномальных значений поля в масштабе расстояний. Информация, накопленная на магнитной ленте ЭВМ, пригодна для дальнейшей интерпретации аномалий без ввода дополнительных данных. Количественная интерпретация сводится к решению обратной задачи геофизики несколькими независимыми способами. Для этого применяются как модифицированные для использования в системе типовые программы (например, программа «Особые точки» А. А. Грозновой и Г. А. Трошкова), так и разработанные автором, к числу которых относится программа «Пласт», осуществляющая интерпретацию методом подбора. Программы предназначены для ЭВМ «Минск-22».

Ил. 2, библи. 12.

УДК 550.38

**Экспериментальные исследования связи электромагнитного и гидродинамического полей морских приливов.** Родионов А. В., Митрофанов В. Н., Лаштунов Ю. П. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 86—89.

В работе приводятся результаты анализа электромагнитного поля, обусловленного приливно-отливными течениями в пяти пунктах четырех Курильских островов. Показано, что максимум второй гармоники океанической составляющей электрического поля практически совпадает с максимумом уровня приливов и с минимумом магнитного поля.

Ил. 2, табл. 1, библи. 8.

УДК 550.386.

**Аномалия в геомагнитных вариациях на юге острова Сахалин, по данным бухтообразных возмущений.** Ляпишев А. М., Лаштунов Ю. П. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 90—91.

В статье приводится детальная картина распределения векторов индукции геомагнитного поля бухт по югу о-ва Сахалин.

Сделан вывод о многообразии аномальных эффектов и указаны их возможные причины. Намечены перспективы дальнейших исследований по количественной оценке этих эффектов в зависимости от геоэлектрических и геометрических параметров сред.

Ил. 1, библи. 1.

УДК 550.37

**Магнитовариационные наблюдения на восточном побережье острова Сахалин.** Мардерфельд Б. Е., Верховский В. Н. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 92—93.

Приводятся данные о структуре переменного геомагнитного поля, полученные в шести пунктах восточного побережья о-ва Сахалин. По данным анализа интенсивности и ориентации индукционных векторов сделан вывод, что наблюдаемая аномалия в вариациях вертикальной составляющей с периодом около одного часа обусловлена береговым эффектом. По амплитудно-фазовым характеристикам берегового эффекта сделан вывод, что мощность непроводящего слоя верхней мантии в районе постановки наблюдений примерно равна 100—150 км.

Ил. 1, библ. 2.

УДК 550.37

**Локальный островной эффект в геомагнитных вариациях (данные лабораторного моделирования).** Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г., Кобзова В. М. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 94—96.

Приводятся результаты лабораторного физического моделирования локального островного эффекта, полученные при помощи моделирующих установок СахКНИИ ДВНЦ АН СССР и ЛФМФИМ АН УССР. Показано, что размеры области обтекания острова примерно равны его радиусу. Вертикальная составляющая поля достигает экстремума на границе суша — море, в центре острова фазовый угол вариаций Z-составляющей меняется на 180°, горизонтальная составляющая имеет максимальную интенсивность у береговой линии со стороны моря, в центре острова наблюдается минимум  $H_g$ . При введении проводящей мантии на глубине в 50 км аномальный эффект резко ослабевает.

Ил. 2, библ. 3.

УДК 550.37

**Эффект пролива в геомагнитных вариациях (по данным лабораторного моделирования).** Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 97—99.

Приводятся данные изменения электромагнитного поля в проливе для вариаций с периодом от 15 мин до 24 ч, возникающих в результате концентрации электрического тока, полученные при помощи лабораторного физического моделирования. Данные моделирования сравниваются с результатами геомагнитных наблюдений на средних Курильских островах.

Ил. 2, библ. 5.

УДК 550.312

**Результаты гравиметрических исследований в VII рейсе НИС «Пегас».** Андреев А. А., Лютая Л. М. — «Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода». Южно-Сахалинск, 1978, с. 100—103.

Описаны результаты гравиметрических наблюдений с набортным гравиметром типа ГГ на переходе порт Токио — о-в Маркус — о-в Уэйк — порт Сува. Точность измерений составляет  $\pm (5-10)$  мгл. Приводится схема расположения профилей, графики аномалий силы тяжести и рельефа дна вдоль маршрута судна.

Ил. 2, табл. 1, библ. 2.

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ  
АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ  
ЗОНЫ ПЕРЕХОДА**

Редактор Т. Ф. Пранович  
Художник Л. Ф. Литвишко  
Техн. редактор Л. С. Гришина  
Корректоры Н. П. Прокопенко, И. А. Дмитриева

ВМ 03005. Сдано в набор 24/III 1978 г. Подписано к печати 21/VI 1978 г.  
Формат 70×108/16. Усл. печ. л. 13,24. Уч.-изд. л. 9,23. Бумага тип. №1.  
Тираж 500 экз. Заказ 4145. Цена 1 руб. 40 коп.

---

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

# Готовятся к печати книги СахКНИИ ДВНЦ АН СССР

## Сборник «Аппаратура и средства автоматизации для сейсмоакустических исследований в океане»

Рассмотрен широкий круг научно-технических вопросов, связанных с сейсмическими и акустическими методами исследований в океане. Приводятся экспериментальные результаты по исследованию подводных землетрясений, шумов океана, по формированию гидроакустических волн сейсмического происхождения. Изложены принципы передачи дискретной информации по гидроакустическому каналу связи. Значительное внимание уделено принципам создания автономных средств, а также отдельных приборов и блоков, обеспечивающих работоспособность измерительной аппаратуры. Описаны технологические особенности изготовления глубоководных конструктивных элементов и узлов. Излагаются вопросы методики автоматизированной обработки сейсмоакустической информации на ЭВМ.

## Сборник «Радиогеодезическое обоснование морских и авиасейсмических исследований»

Излагаются основные положения методики радиогеодезического обоснования при помощи импульсных систем и некоторые вопросы повышения точности и надежности фазовых радиогеодезических систем. Приведено описание системы «Мир», даны рекомендации по ее настройке и эксплуатации, изложены результаты ее испытания в комплексе с авиасейсмическими наблюдениями в труднодоступных районах Сибири и Дальнего Востока, обоснована точность, дальность и надежность измерений на полигонах и сейсмических профилях. Описана методика учета влияния пространственных волн на работу фазовых радиогеодезических систем. Дан обзор цифровых фазоиндикаторов радиогеодезических систем.

2757

1р. 40 коп.