



ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

THE NATIONAL BUREAU OF INVESTIGATION
OF THE FEDERAL BUREAU OF INVESTIGATION
OF THE DEPARTMENT OF JUSTICE
WASHINGTON, D. C.

INVESTIGATION OF THE NATIONAL BUREAU OF INVESTIGATION
OF THE FEDERAL BUREAU OF INVESTIGATION
OF THE DEPARTMENT OF JUSTICE



INVESTIGATION OF THE NATIONAL BUREAU OF INVESTIGATION
OF THE FEDERAL BUREAU OF INVESTIGATION
OF THE DEPARTMENT OF JUSTICE

INVESTIGATION OF THE NATIONAL BUREAU OF INVESTIGATION
OF THE FEDERAL BUREAU OF INVESTIGATION
OF THE DEPARTMENT OF JUSTICE

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

National Committee of Geologists
of the Soviet Union

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

XXV session

Reports of soviet geologists

GEOPHYSICAL
INVESTIGATIONS
OF THE EARTH'S CRUST

MOSCOW «NEDRA» · 1976



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Национальный комитет геологов
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XXV сессия

Доклады советских геологов

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

550.3

1842

МОСКВА «НЕДРА» • 1976



Редакционная коллегия:

В. В. ФЕДЫНСКИЙ (отв. редактор), Е. В. КАРУС, Е. И. ТЕРЕХИН

Editorial board:

V. V. FEDYNSKY (chief editor), E. V. KARUS, E. I. TEREKHIN

ПРЕДИСЛОВИЕ

Советские геофизики представляют настоящий сборник статей к XXV сессии Международного геологического конгресса (Австралия, 1976), следуя уже сложившейся традиции знакомить широкие круги геологов и геофизиков с состоянием геофизических исследований в СССР за период между очередными сессиями Международного геологического конгресса.

Сборник открывается серией статей, подводящих итоги изучения крупных регионов земной коры геофизическими методами. А. Г. Гайнанов, А. М. Городницкий, Л. И. Красный и другие дают обобщенное представление о геофизических полях площади Тихого океана и анализируют эти данные с позиций тектоники литосферных плит. Океаническая литосфера образуется путем кристаллизации базальтовой составляющей литосферы, и мощность ее возрастает с течением времени. Отмечается большое значение конвективного выноса тепла из недр литосферы океаническими водами, циркулирующими в ее трещиноватых зонах. Подвиг земной коры в обрамлении Тихого океана под континентальные массивы вызывает динамические нарушения изостазии и формирует характерный рельеф островных дуг. Проведено районирование Тихоокеанского сегмента литосферы.

В ряде статей изложены результаты изучения строения земной коры геофизическими методами на территории Советского Союза. С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин и Н. Н. Пузырев описывают строение Байкальской рифтовой зоны до глубины около 200 км. Эта зона носит все признаки современной тектонической активизации. Существует принципиальное сходство сейсмической модели Байкальской и других зон рифтогенеза в Европе, Африке и Северной Америке, которое выражается в понижении скорости сейсмических волн в самой верхней части мантии и наличии связи слоя с аномально низкой скоростью на отдельных участках с астеносферным слоем Гутенберга.

Г. Д. Бабаян, К. Б. Мокшанцев и Г. И. Штех описывают блоково-слоистое строение земной коры Сибирской платформы. Отличием земной коры этой обширной области является интенсивная магматизация и глубокий метаморфизм орогенного этажа, а также важная роль глубинных разломов в тектонике платформы. Описываются важнейшие глубинные черты строения

и формирования Вилуйского палеоавлакогена в восточной части Сибирской платформы.

Геофизические данные о строении земной коры горного южного обрамления Сибири приведены в статье М. П. Гришина, С. В. Крылова, П. И. Морсина и др. Для построения модели земной коры в этой области, слабо изученной геофизическими методами, авторы широко пользуются изостатическими построениями.

О. К. Васов, О. А. Одекв и А. А. Ювшанов приводят вариант статистической модели земной коры на территории Туркмении, составленный на основе анализа скоростных моделей с учетом гравитационного и магнитного полей в пределах изучаемой ими площади.

Результаты сейсмических исследований, в том числе и с применением крупных промышленных взрывов, по профилю, пересекающему всю территорию европейской части СССР от Черного до Карского моря, приведены в статье Н. А. Беляевского, Б. С. Вольвовского, И. С. Вольвовского и других. Отмечается возрастание мощности земной коры в областях развития протерозойской складчатости и ее уменьшение в зонах авлакогенов Русской платформы.

В статье А. А. Борисова, М. К. Полшкова, А. В. Полякова и Ю. К. Щукина описываются сейсмогенные структуры литосферы, характеризующиеся определенным комплексом геофизических признаков. Анализ геофизических параметров произведен для сейсмоактивных районов Кавказа и Средней Азии.

Затем следует серия сообщений, в основном относящихся к физическим свойствам горных пород и к использованию их для интерпретации геофизических данных. Эта серия начинается со статьи Н. Б. Дортман, в которой характеризуется петрофизика магматических формаций земной коры и указывается, что физические, особенно магнитные, свойства позволяют вносить существенные дополнения в формационный анализ. В. В. Гречухин дает геолого-геофизическую классификацию горных пород угленосных формаций на примере Печорского угольного бассейна. Эта классификация основана на анализе физических свойств угленосных пород, определяемых как генетическими, так и постседиментационными условиями. М. Г. Илаев и Л. Е. Шолпо рассматривают магматизм горных пород как источник геологической информации. В статье Л. В. Булиной описываются закономерные изменения концентрации магнитного материала в геосинклинальных комплексах разного возраста. З. А. Крутиховская и И. К. Пашкевич описывают магнитную модель земной коры Украинского щита, для которой характерно наличие магнитных неоднородностей в ее нижней части. Авторы связывают возникновение этих неоднородностей с образованием вторичных ферромагнитных минералов в процессе переработки пород основного состава в зонах глубинных разломов.

Следующая серия статей посвящена характеристике современного состояния геофизических методов изучения земной коры.

Е. В. Карус, Г. В. Краснопевцева, И. А. Резанов описывают использование динамики сейсмических волн для характеристики древней истории и современного характера геологических процессов. Применение сейсмологической аппаратуры «Земля» для изучения глубинного строения земной коры описано в статье Л. П. Барсковой, Г. В. Егоркиной, Т. М. Линьковой и других. Новый подход к трактовке и интерпретации сейсмических материалов с точки зрения голографических преобразований дается в статье С. А. Васильева, В. Д. Завьялова, Ю. В. Тимошина и А. К. Урупова. Этот подход обещает возможность более эффективного использования сейсмического метода для изучения неоднородностей земной коры сложной формы, далекой от слоисто-горизонтальной или даже блоково-слоистой модели. Новый комплекс геофизических исследований обсаженных буровых скважин для изучения сложных геологических разрезов приводится в статье Е. В. Каруса, О. Л. Кузнецова, Л. Г. Петросяна и Ю. С. Шимелевича. Геофизические исследования, применяемые при поисках и разведке различных полезных ископаемых на территории Сибири, описаны в статье А. С. Барышева, В. Л. Кузнецова, В. И. Млотэка и других. Е. Н. Каленов и Е. И. Терехин анализируют на основании обширного советского опыта эффективность электроразведки при поисках нефтяных и газовых месторождений и подчеркивают значение методов переменных электромагнитных полей, а также цифровой регистрации и обработки данных на современном этапе.

Методика и некоторые результаты геофизических исследований при изучении глубинного строения рудных районов Казахстана описываются в статье Г. Р. Бекжанова, П. Ф. Иванкина и В. Н. Любецкого.

Статьи настоящего сборника составлены сотрудниками научно-исследовательских организаций Академии наук СССР и Министерства геологии СССР, перечисленных в «Перечне сокращенных обозначений советских научных организаций».

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕННЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ СОВЕТСКИХ НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ

ИГГ СО АН СССР — Институт геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР

ИГ ЯФ АН СССР — Институт геологии Якутского филиала Академии наук СССР

ИО АН СССР — Институт океанологии Академии наук СССР

МГК АН СССР — Междуведомственный геофизический комитет Академии наук СССР

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР — Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт Дальневосточного научного центра Академии наук СССР

ИФЗиА АН ТССР — Институт физики Земли и атмосферы Академии наук Туркменской ССР

ИГ АН УССР — Институт геофизики Академии наук Украинской ССР

МГУ Минвуз СССР — Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова Министерства высшего и среднего специального образования СССР

ВНИИГеофизика Мингео СССР — Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических методов разведки Министерства геологии СССР

ВНИИЯГГ Мингео СССР — Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной геофизики и геохимии Министерства геологии СССР

ВостСибНИИГГиМС Мингео СССР — Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья Министерства геологии СССР

ВСЕГЕИ Мингео СССР — Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт Министерства геологии СССР

СНИИГГиМС Мингео СССР — Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья Министерства геологии СССР

ЦНИГРИ Мингео СССР — Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов Министерства геологии СССР

ЗапСибНИГНИ Мингео РСФСР — Западно-Сибирский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт Министерства геологии РСФСР

КазИМС Мингео КазССР — Казахский научно-исследовательский институт минерального сырья Министерства геологии Казахской ССР

УкрНИГРИ Мингео УССР — Украинский научно-исследовательский институт Министерства геологии Украинской ССР

А. Г. ГАЙНАНОВ, А. М. ГОРОДНИЦКИЙ, Л. И. КРАСНЫЙ
Ю. А. ПАВЛОВ, О. Г. СОРОХТИН С. А. УШАКОВ
В. В. ФЕДЫНСКИЙ

(МГУ Минаув СССР, ИО АН СССР, СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, ВСЕГЕИ
Мингео СССР)

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Важнейшими проблемами геолого-геофизических исследований в Тихом океане являются: 1) пространственная неоднородность коры и мантии и их развития во времени; 2) физико-химический механизм формирования и взаимные пространственные переходы коры океанического и материкового типов с сопутствующими изменениями физических свойств и вещественного состава земных оболочек; 3) современная динамика коры и мантии важнейших тектонических структур океанических областей; 4) проверка гипотез о происхождении и развитии океанического дна.

В настоящее время в СССР завершено составление геологической и геофизических схем Тихого океана. Составлены схемы магнитных и гравитационных аномалий, сейсмичности, теплового потока, мощности земной коры. Гравиметрические схемы (Международная формула Кассиниса, 1930) построены на основании опубликованных материалов советских и зарубежных исследователей. Все использованные данные приведены к единой Международной системе опорных пунктов. Материалы по аномалиям силы тяжести (непрерывные профили, отдельные измерения, детальные гравиметрические схемы) были осреднены по трапециям $1 \times 1^\circ$. Изоаномалы с учетом ошибки представительства на гравиметрических схемах Тихого океана в редукциях в свободном воздухе и Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) проведены через 40 мгал [2]. Значения осредненных аномалий на примыкающих к Тихому океану частях материков заимствованы из опубликованных гравиметрических схем.

На карте магнитных аномалий ΔT_a нанесены профили гидромагнитных съемок и кривые изменения ΔT_a вдоль этих профилей. Составлена схема магнитных аномалий [4].

При построении карты сейсмичности проведена классификация эпицентров землетрясений по магнитудам, балльности и глубине очага. Схема мощности земной коры составлена по сейсмическим данным. Были собраны и проанализированы материалы глубинного сейсмического зондирования методом преломленных волн о структуре земной коры [7]. Кроме схемы общей мощности земной коры, по сейсмическим данным построена схема мощности осадочного покрова.

Для переходной зоны Дальневосточных окраинных морей и прилегающей северо-западной части Тихого океана составлены схемы аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе, Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) и изостатической, а также схема глубин залегания подошвы земной коры [1].

Комплексный анализ геологической и геофизических карт Тихого океана позволил выделить в исследуемой акватории следующие области, отличающиеся по морфологии дна, аномальным естественным геофизическим полям, а также по характеру глубинного строения коры и верхней мантии.

1. Глубоководные океанические котловины, характеризующиеся близкими к нулю положительными или отрицательными аномалиями в свободном воздухе и интенсивными аномалиями Буге до 300—450 мгал. Мощность земной коры оценивается в 6—8 км.

2. Переходные области от материков к Тихому океану, которые можно подразделить на подзоны:

а) окраинные дальневосточные моря с островными дугами отличаются интенсивными гравитационными аномалиями во всех редукциях. Мощность земной коры меняется от 8 км под осями глубоководных желобов и 15—20 км под котловинами окраинных морей до 25—35 км под островными дугами и 30—35 км под материком Азии. Под островными дугами и примыкающими к ним котловинами окраинных морей верхняя мантия отличается плотностной неоднородностью;

б) Индонезийская переходная зона с двойными и тройными островными дугами и с глубоководными желобами, расположенными как с океанической, так и с материковой сторон. Для этой зоны типичны интенсивные гравитационные аномалии во всех редукциях и резкие изменения мощности земной коры;

в) Австралийская переходная зона с чередованием вытянутых блоков коры океанического и материкового типов и линейно вытянутыми повышенными и пониженными аномалиями в свободном воздухе и Буге;

г) Антарктическая переходная зона с уменьшением мощности земной коры от 30—35 км на материке Антарктида до 8—10 км в океане, с аномалиями в свободном воздухе, характерными для такого типа переходных зон (краевой эффект Гельмерта), и с положительными аномалиями Буге, возрастающими от небольших до значительных величин;

д) переходная зона Южной Америки с интенсивно отрицательными аномалиями в свободном воздухе над Перуанско-Чилийским желобом и значительными аномалиями Буге, изменяющимися от положительных в океане до отрицательных над Андами. Мощность земной коры резко увеличивается от 8 км в океане до 70 км под Андами. Наблюдается плотностная неоднородность верхней мантии;

е) Северо-Американская переходная зона, осложненная наложением рифтовой структуры Восточно-Тихоокеанского поднятия на структуры Северо-Американских Кордильер. Характеризуется обширной областью отрицательных аномалий в свободном воздухе и пониженными аномалиями Буге. Наблюдается плотностная неоднородность верхней мантии;

ж) переходные зоны Центрально-Американско-Карибская и моря Скотия с очень сложными, интенсивно расчлененными аномалиями силы тяжести во всех редукциях и мозаикой блоков коры океанического, переходного и материкового типов, также относящихся к периферии Тихого океана.

3. Восточно-Тихоокеанский хребет с небольшими относительными увеличениями аномалий в свободном воздухе (20—40 мгал) и региональными уменьшениями аномалий Буге над гребневыми участками до 180 мгал. Мощность земной коры под гребнем океанического хребта уменьшается до 5—7 км.

4. Вулканические острова и хребты, в том числе такие обширные, как Гавайский хребет, и цепи подводных вулканических гор, характеризующиеся интенсивными положительными аномалиями в свободном воздухе до 200 мгал и аномалиями Буге 200—260 мгал. Мощность земной коры под этими структурами увеличивается до 12—18 км.

5. Обширные поднятия типа возвышенностей Шатского и Маникаки, отличающиеся слабopоложительными аномалиями в свободном воздухе и аномалиями Буге до 170 мгал. Мощность коры под такими структурами увеличивается до 20—22 км.

На основе комплексного анализа геологических и геофизических данных в краевых структурах Тихого океана удалось выделить отдельные бассейны осадочных пород, перспективные на нефть и газ. Нефтегазоносность многих из этих бассейнов в настоящее время доказана [6].

Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных позволяет получать более полную информацию как о структуре литосферы, так и о процессах, происходящих в земной коре и верхней мантии. В частности, в результате совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических материалов в области Восточно-Тихоокеанского хребта и переходных зон от материков к океанам в районах развития островных дуг и глубоководных желобов выявлено наличие значительных плотностных неоднородностей в верхней мантии, обусловленных глубинными процессами.

Из гравитационного поля над Восточно-Тихоокеанским хребтом видно, что структура изостатически уравновешена, а повышенные тепловые потоки, пронизывающие ее, свидетельствуют о подъеме под ними глубинного вещества. С другой стороны, аномальное магнитное поле и особенно данные бурения бесспорно указывают на более молодой возраст океана вблизи рифтовых зон [11]. Распределение землетрясений и разрывной характер напряжений, доминирующих в рифтовых зонах, убедительно свидетельствуют о господствующих здесь режимах растяжения и постоянно происходящих подвижках и не противоречат как принципам разделения литосферы на крупные геологические блоки [3], так и многим положениям теории тектоники литосферных плит.

Литосфера образуется за счет охлаждения и полной кристаллизации вещества астеносферы. Поэтому ее мощность закономерно увеличивается по мере возрастания времени экспозиции заданного участка литосферы на поверхности Земли, т. е. по мере удаления от рифтовых зон. В центре рифтовых долин мощность литосферы минимальна и астеносфера близко подходит к поверхности Земли (рис. 1). Именно поэтому здесь можно ожидать выхода на поверхность фрагментов мантийных пород (лерцолитов), обычно залегающих ниже границы Мохоровичича.

Мощность литосферных плит под срединно-океаническими хребтами и участками океанического дна возрастом до 80—100 млн. лет легко найти из кельвиновского решения уравнения теплопроводности (для более древних плит необходимо учитывать разогревающее влияние астеносферных течений). Принимая, что нижняя граница литосферы определяется положением изотермы T_5 солидуса базальтов (T_5 меняется с глубиной от 1100 до 1400° С), можно найти зависимость мощности литосферы H_l (км) от ее возраста t (млн. лет): $H_l = K \sqrt{t}$, где K — переводной коэффициент для $1 < t < 100$, равный 6,25 км/(млн. лет)^{1/2}.

Кристаллизация силикатов сопровождается возрастанием их плотности, поэтому породы литосферы всегда тяжелее вещества подстилающей ее астеносферы примерно на 0,1 г/см³. Инверсия плотности приводит к тому, что с увеличением мощности литосферы уровень ее поверхности понижается. Глубина дна океана при этом изменяется с увеличением его возраста: $h = h_0 + q \sqrt{t}$, где h — глубина океана над склоном срединно-океанического хребта, км; $h_0 = 2,5$ км — глубина гребня хребта; q — переводной коэффициент [8], равный 0,35 км/(млн. лет)^{1/2}.

В связи с уменьшением мощности литосферных плит по мере приближения к гребням срединно-океанических хребтов в том же направлении должен увеличиваться тепловой поток, пронизывающий эти структуры.

Большая часть тепла из рифтовых зон выносится океанической водой, циркулирующей по системе трещин. Вследствие этого

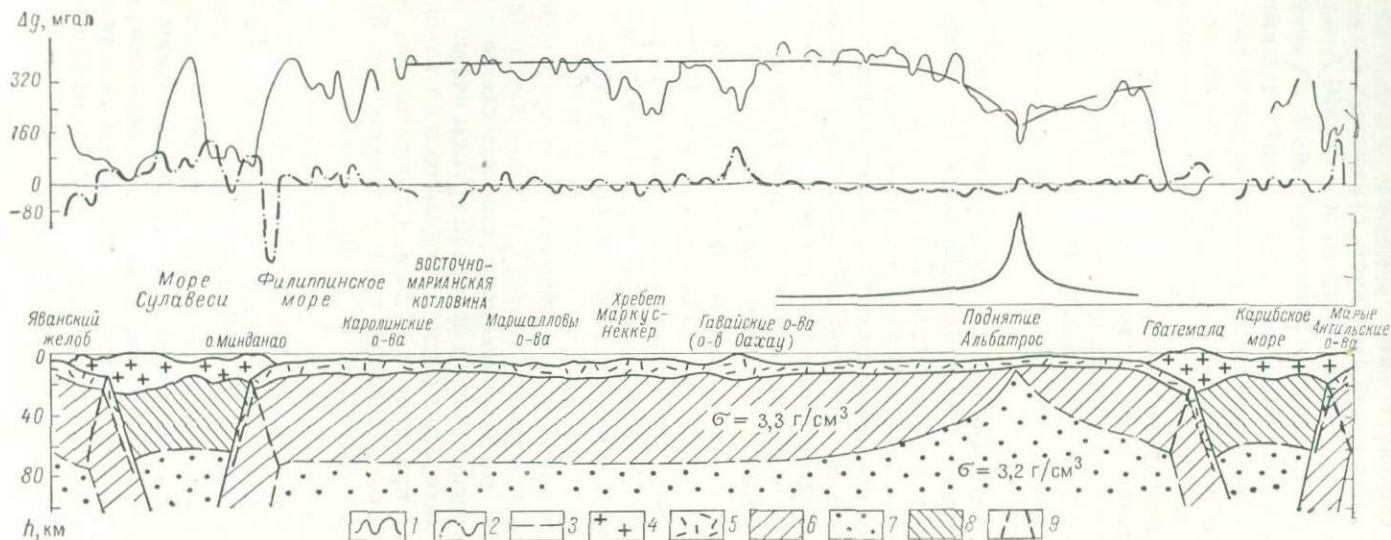


Рис. 1. Разрез литосферы по профилю Яванский желоб — Гавайские о-ва — Малые Антильские о-ва.

1 — кривая Δg в редукции Буге; 2 — то же, в свободном воздухе; 3 — то же, региональная, в редукции Буге; 4 — континентальная кора; 5 — океаническая кора; 6 — литосфера; 7 — астеносфера; 8 — литосфера внутренних и окраинных морей; 9 — разломы литосферы

тепловые потоки следует характеризовать их максимальными (а не средними) значениями. Плотность суммарных потоков тепла Q в рифтовых долинах может достигать $(15-20) \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с), свиваясь по мере удаления от рифтовой зоны по закону $Q = C/\sqrt{t}$, где $C \approx 12 \cdot 10^{-6}$ (кал·млн. лет^{1/2})/(см²·с); t выражается в миллионах лет. Учет конвективного выноса тепла из срединно-океанических хребтов показывает, что общая теплопотеря Земли приблизительно на 30—40% выше значения, принимавшегося ранее, и примерно равняется $(4-5) \cdot 10^{13}$ Дж/с [8—10]. Гидратация (серпентинизация) пород мантии, поднявшихся в рифтовых зонах и сепарация базальтовых жидкостей из верхних слоев астеносферы приводят к тому, что мощность образующейся здесь океанической коры слабо зависит от скорости раздвижения литосферных плит [8].

Описанная модель образования литосферных плит и океанической коры объясняет наблюдаемые в Тихом океане геофизические поля и данные о мощности коры. Так, повсеместно на склонах Восточно-Тихоокеанского поднятия и в абиссальных котловинах Тихого океана (за исключением вулканических хребтов и других поднятий) мощность океанической коры выдерживается достаточно постоянной и в среднем составляет около 7 км. Везде на Восточно-Тихоокеанском поднятии наблюдаются повышенные тепловые потоки, возрастающие к его осевой линии (см. рис. 1).

Поскольку мощность океанической коры повсеместно сохраняется почти постоянной, то наблюдаемую над Восточно-Тихоокеанским поднятием региональную аномалию Буге можно, как и в других районах Тихого океана, объяснить изменением мощности литосферы. По направлению от гребня поднятия Альбатрос к Гавайским о-вам аномалия Буге увеличивается приблизительно на 220 мгал. Если принять, что разность плотностей между литосферой и астеносферой равна 0,1 г/см³, то такое изменение аномалии соответствует увеличению мощности литосферы на 53 км. Судя по глубине расположения основной группы очагов землетрясений, толщина литосферы (вместе с океанической корой) в рифтовой зоне равна примерно 8—12 км. Следовательно, мощность литосферы в районе Гавайских о-вов возрастает до 60—65 км. Примерно такой же результат, $H_l = 60$ км, получается и по приведенной выше зависимости $H_l = K \sqrt{t}$. Мощность литосферы по этим же данным под западной частью Тихого океана определяется менее уверенно. По гравитационным измерениям $H = 55 \div 60$ км, по возрастному признаку $H \geq 65$ км.

Согласно представлениям геофизиков, занимавшихся обобщением соответствующих материалов [8—11], образование и раздвижение литосферных плит в рифтовых зонах компенсируется их погружением в верхнюю мантию под геосинклинальными зонами. В этих районах земного шара литосферные плиты под влиянием сходящихся астеносферных течений испытывают сжатие, подвиг

под другие плиты и ломаются. В процессе поддвига плит друг под друга во фронтальной части верхней напозлающей плиты постепенно вырабатывается характерный профиль с клинообразным литосферным выступом впереди [8]. В реальных условиях длина такого выступа может достигать 100 км и более, а толщина у основания — более 20 км (рис. 2).

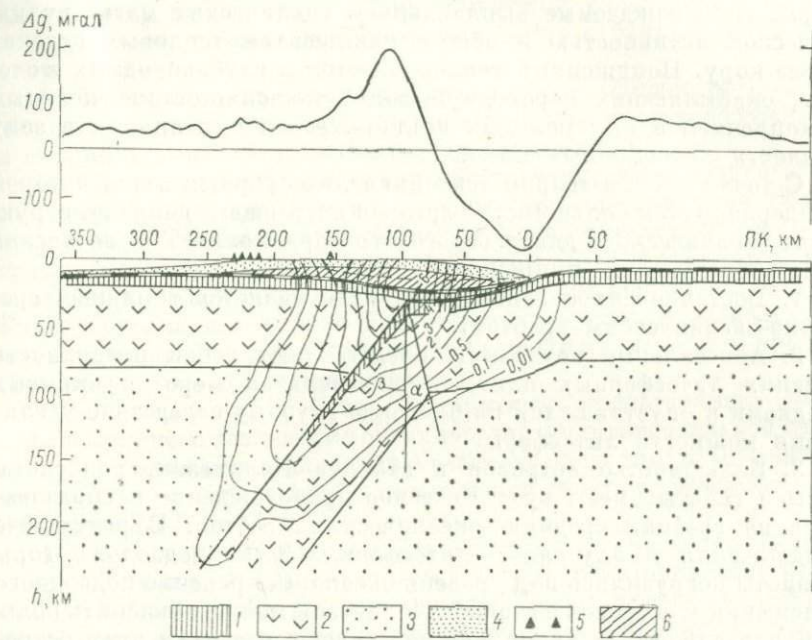


Рис. 2. Предполагаемое строение зоны сочленения литосферных плит в районе формирования литосферного выступа на Курильских островах.

1 — океаническая кора; 2 — литосфера; 3 — астеносфера; 4 — осадки; 5 — вулканы; 6 — вулканогенно-осадочная толща; изолинии интенсивности сейсмической активности даны в единицах A_{10} (по С. А. Федотову, А. М. Багдасаровой и др., 1969); аномалии силы тяжести — в свободном воздухе (по М. Г. Когану, 1975); α — угол излома литосферы; β — угол падения Биньофа

В результате эффекта торможения край надвигаемой плиты всегда оказывается приподнятым выше уровня изостатической компенсации, а примыкающий к литосферному выступу участок подвигаемой плиты — опущенным ниже этого уровня. Указанный динамический эффект поддвига плит очень четко отмечается сопряженными гравитационными аномалиями: положительной над островной дугой и отрицательной вблизи глубоководного желоба [10]. По расстоянию между положительной гравитационной аномалией и глубоководным желобом можно судить о длине литосферного выступа под островной дугой. Обычно длина таких выступов меняется от 80 до 150 км и в среднем близка к 100—120 км. По амплитуде аномалий был определен предел пластичности

(прочности) пород океанических литосферных плит. Он оказался равным примерно $(0,5-1) \cdot 10^4$ Н/см².

Тепловой режим геосинклиналей во многом определяется диссипацией энергии трения литосферных плит в зонах поддвига. Благодаря разогреву пород в зонах Заварницкого-Бениоффа интенсивно развиваются процессы дегидратации океанической коры, сопровождаемые вытравлением сиалических магм, вулканической активностью и общим повышением тепловых потоков через кору. Пониженный тепловой поток в глубоководных желобах, окаймляющих переходную зону, объясняется интенсивным накоплением в них молодых осадков, еще не затянутых в зону поддвига литосферных плит.

С точки зрения теории тектоники литосферных плит, которой придерживается большинство авторов настоящего доклада, структуры океанического дна и берегового обрамления Тихого океана имеют следующую природу.

1. Восточно-Тихоокеанское поднятие является типичным срединно-океаническим хребтом.

2. Абиссальные котловины представляют собой поверхность древних литосферных плит, в значительной мере перекрытых осадками и опустившихся на большую глубину вследствие увеличения мощности литосферы.

3. Большинство островов и атоллов Полинезии, подводные горы и гайоты имеют вулканическое происхождение и образовались на гребнях срединно-океанических хребтов. В результате раздвижения и опускания литосферных плит подводные горы и гайоты погрузились под уровень океана. Сохранение подводного положения у островов и атоллов Полинезии можно объяснить большой длительностью вулканической стадии развития этих островов, по-видимому, связанной с магматической активностью древних трансформных разломов и процессом накопления массы коралловых рифов на вулканическом основании островов.

4. Базальтовые вулканические хребты подводных Императорских гор и Гавайских о-вов, очевидно, возникли при расколе мезозойской плиты примерно 100 млн. лет назад и отмечают границу между древней (мезозойской) и современной (кайнозойской) плитами.

5. Возвышенности Шатского и Маникаки, вероятно, являются базальтовыми массивами, образовавшимися соответственно около 120—140 и 100 млн. лет назад на гребнях древних срединно-океанических хребтов (подобно современной Исландии) и затем погружившимися в воды океана вследствие дрейфа литосферных плит в сторону от породивших их рифтовых зон.

6. Обрамляющие западную половину Тихого океана сопряженные структуры типа глубоководный желоб — островная дуга представляют собой современные развивающиеся геосинклинальные зоны, активность которых имеет своим источником подвиг под них океанических литосферных плит. К таким же структурам

относятся островные дуги Малых Антильских о-вов и о-вов Скотия, расположенные в Атлантическом океане, но в геологическом плане связанные с Тихим океаном.

7. Геосинклинальные зоны Центральной и Южной Америки отличаются от островодужных структур тем, что они заложены на континентальных окраинах. Южно-Американская (Андийская) зона к тому же является полициклической унаследованной геосинклиналию, развивающейся в этом месте с байкальского времени.

8. Геосинклиналь Больших Зондских о-вов (Индонезия), по-видимому, является зоной переходного типа между островодужными и окраинно-континентальными геосинклиналями.

9. Как показывают теоретические расчеты, зоны поддвига литосферных плит, как правило, возникают под действием сходящихся астеносферных течений над нисходящими ветвями конвективных потоков вещества нижней мантии [5—10]. Поэтому, увеличение числа зон поддвига литосферных плит в западном секторе Тихого океана и в районе Индонезии, вероятно, связано с тем, что именно под этим местом находится центр нисходящего конвективного потока в нижней мантии.

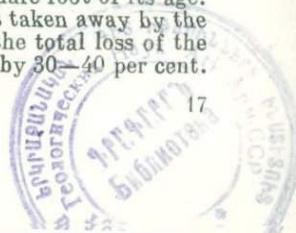
10. Прибрежные районы Антарктиды представляют собой зону пассивного сочленения океанической и континентальной литосферных плит (зону сочленения Атлантического типа). По-видимому, именно с этим связана практически полная асейсмичность Антарктиды.

11. В переходной Австралийско-Новозеландской зоне большое место занимают шельфовые возвышенности с материковым типом коры (Новозеландское плато, поднятие Чатем, хребет Лорд-Хау), ныне погружившиеся древние островные дуги (хребет Норфолк) и структуры переходного типа, в строении которых, вероятно, большую роль играют базальтовые покровы (Фиджийское плато).

Возможна и другая точка зрения [3] на структуру строения океанического дна и берегового обрамления Тихого океана, подчеркивающая своеобразие Тихого океана, относительную древность его отдельных блоков и наличие в некоторых из них фрагментов древней сиалической коры.

ABSTRACT

All geophysical data available for the whole region of the Pacific Ocean and marginal areas have been analysed and classified. A set of schemes have been compiled consisting of gravity schemes (various reductions), seismicity schemes, schemes of magnetic anomalies, heat flow and crustal thickness. The analysis of the results has been based on the theory of plate tectonics. A model is suggested of the formation of the oceanic lithosphere by crystallization of the basalt component in the asthenosphere substance. The thickness of the oceanic lithosphere has been found to increase as a square root of its age. It is stated that most of the heat in the East Pacific uplift is taken away by the oceanic water circulating in systems of fractures. Therefore the total loss of the Earth's heat appears to exceed the generally adopted values by 30—40 per cent.



1981

A wedge-shaped block some 100—150 km long and 20—25 km thick (at the base) is formed in areas of plate subsidence at the front of the overthrust plate. The resulting dynamic effect involves violation of isostasy and produces a characteristic relief of island arcs.

The lithosphere of the Pacific Ocean and adjacent areas has been divided into zones.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аномальные гравитационные поля Дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 108 с. с ил. Авт.: А. Г. Гайнанов, Ю. А. Павлов, П. А. Строев и др.
2. Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федьинский В. В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана. — «Вестник МГУ. Сер. Геология», 1974, № 5, с. 5—19 с ил.
3. Красный Л. И. Система глыбового раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана. — «Докл. АН СССР», т. 214, 1974, № 2, с. 414—417 с ил.
4. Магнитное поле Тихого океана. — В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М., «Наука», 1974, с. 97—122 с ил. Авт.: М. М. Иванов, Е. В. Вержбицкий, Е. П. Исаев и др.
5. Мясников В. П., Ушаков С. А., Федьинский В. В. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных. — «Вестник МГУ. Сер. Геология», 1971, № 3, с. 9—26 с ил.
6. Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973. 230 с. с ил. Авт.: Б. А. Соколов, А. Г. Гайнанов, Д. В. Несмеянов, А. М. Сергеев.
7. Семенов Г. А., Гайнанов А. Г. Глубинное сейсмическое зондирование методом преломленных волн и структура земной коры в области Тихого океана. — В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М., «Наука», 1974, с. 9—69 с ил.
8. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974. 184 с. с ил.
9. Ушаков С. А., Федьинский В. В. Рифтогенез, как механизм регулирования теплопотерь Земли. — «Докл. АН СССР», т. 280, 1973, № 5, с. 1182—1185 с ил.
10. Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. Итоги науки и техники. Сер. «Физика Земли». Т. 1. М., ВИНТИ, 1974. 268 с. с ил.
11. Федьинский В. В., Ушаков С. А., Шебалин Н. А. Возраст дна Мирового океана по геофизическим данным. — «Докл. АН СССР», т. 204, 1972, № 6, с. 1442—1445 с ил.

УДК 551.241

*С. В. КРЫЛОВ, Б. П. МИШЕНЬКИН, Н. Н. ПУЗЫРЕВ
(ИГГ СО АН СССР)*

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ И ДРУГИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН

Зоны океанических и континентальных рифтов являются важнейшими тектоническими элементами нашей планеты. Их изучение имеет первостепенную важность в связи с познанием современных тектонических процессов, зарождающихся в мантии Земли и активно проявляющихся в близповерхностных частях земной

коры. Геофизическими исследованиями в зонах рифтогенеза выявлены контрастные и своеобразные аномалии в гравитационном и магнитном полях, установлены повышенный тепловой поток и наличие в коре и мантии слоев с малым электрическим сопротивлением. Изучение сейсмичности показало приуроченность очагов землетрясений преимущественно к относительно неглубоким частям земной коры. Глубинными сейсмическими исследованиями выявлены аномально низкие значения скорости упругих волн в верхах мантии.

Глубинное строение зон рифтогенеза, как следует из приведенных выше данных, во многом специфично. Дополнительной особенностью континентальных рифтов, рассматриваемых в настоящей работе, является то, что они наложены на существенно разные древние геологические структуры и поэтому могут наследовать различия в строении недр, обусловленные этапами развития земной коры, предшествующими рифтогенезу. Рассмотрим кратко основные требования, которым должна удовлетворять методика глубинных сейсмических исследований для полноценного изучения рифтовых зон.

1. Рифтогенез обусловлен глубинными мантийными процессами. Следовательно, для получения необходимой информации нужно повысить глубинность сейсмических исследований с проникновением в верхи мантии до астеносферного волновода Гутенберга.

2. Зонам современного рифтогенеза свойственна не только очень сложная геометрическая структура недр, но и аномальное физическое состояние глубинного вещества. Поэтому особую важность приобретает изучение распределения скоростей волн в среде с выявлением волноводных слоев и площадным картированием аномалий скорости.

3. Из-за сложного глубинного строения рифтовых зон использование обычных двумерных сейсмических моделей может оказаться недостаточно корректным даже на этапе региональных исследований. Поэтому, наряду с профильными, целесообразно применять площадные системы наблюдений с выявлением пространственных сейсмических неоднородностей.

Указанные требования были частично реализованы в Байкальском регионе. Здесь Восточным геофизическим трестом Министерства геологии РСФСР и Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР выполнен значительный (по сравнению с другими континентальными рифтовыми зонами) объем маршрутных (4000 км) и площадных сейсмических зондирований, характеризующих крупные черты строения земной коры и поверхности мантии [2]. Сведения о верхней мантии до глубин около 200 км получены путем совместной интерпретации записей волн от взрывов и местных землетрясений [3] с привлечением данных по сейсмологическому профилю Памир — Байкал [5]. Основные результаты глубинных сейсмических исследований в Байкальской рифтовой зоне состоят в следующем.

По некоторым характеристикам земная кора в рифтовой зоне не отличается существенно от прилегающих неактивизированных районов Сибирской платформы и Забайкалья. Всюду кора имеет

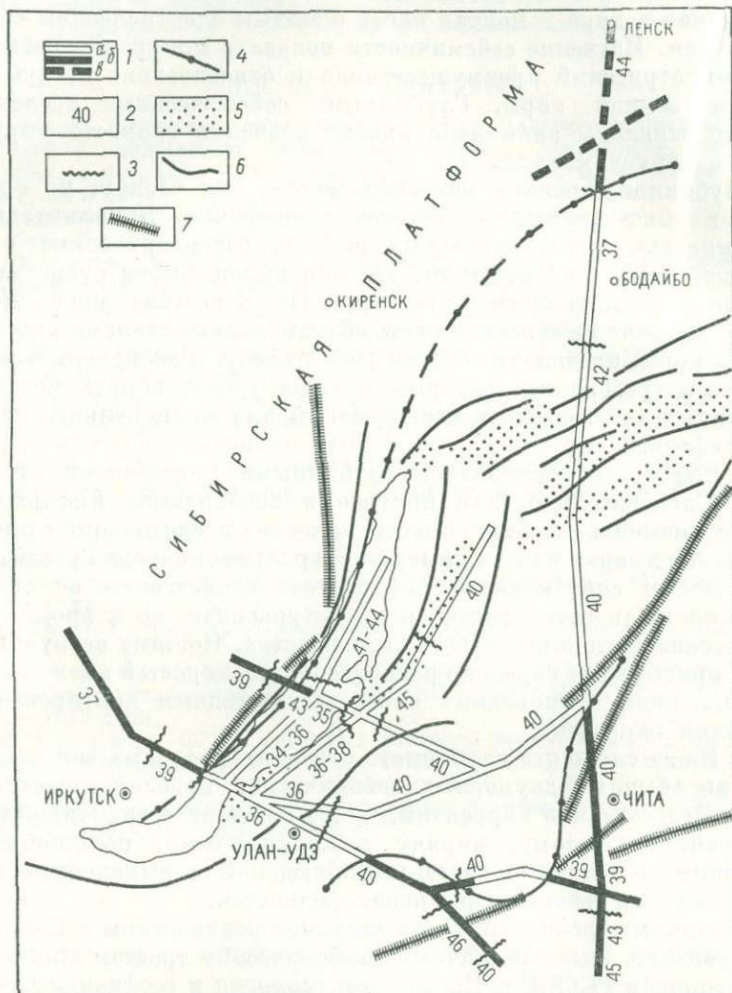


Рис. 1. Тектоническая схема Байкальского региона.

1 — маршруты ГСЗ; скорость продольных волн на поверхности мантии: а — anomalно низкая (7,7—7,8 км/с), б — нормальная (8,1 км/с), в — повышенная (8,6 км/с); 2 — осредненные значения глубин (км) до границы Мохоровичича (М); 3 — резкие уступы границы М; 4 — контур области с anomalно низкой скоростью на поверхности мантии; 5 — рифтовые впадины; 6 — горные хребты; 7 — глубинные швы по геологическим данным

слоисто-блоковое строение с преобладающими значениями мощности 38—42 км и резкими (до 6—10 км) ее изменениями в зонах глубинных разломов. По величинам средней мощности коры рифтовая система и соседние районы различаются мало (рис. 1).

Средняя скорость во всей земной коре, если исключить участки глубоких впадин с терригенными осадками, практически неизменна и составляет $6,4 \pm 0,1$ км/с.

Аномальные черты строения коры проявляются в разной степени дифференциации ее по упругим свойствам и в инверсии скоростей по глубине. Регулярная дифференциация по упругим свойствам с несколькими четкими, протяженными, почти горизонтальными границами установлена в земной коре на юге Сибирской платформы и в районе г. Читы. На остальной территории, включающей рифтовую зону и соседние районы Забайкалья, внутрикоровые сейсмические границы удается непрерывно проследить только на отдельных участках.

Специальными исследованиями, проведенными на южном берегу оз. Байкал и за пределами рифтовой зоны к юго-востоку от нее (в районе г. Хоринска), выявлен волноводный слой в средней части земной коры. Параметры волновода в обоих районах практически одинаковы. В интервале глубин 12—17 км скорость уменьшена по сравнению с ее значениями во вмещающей среде на 0,2—0,3 км/с (Н. Н. Пузырев и др., 1975). Намечается связь выявленного волновода с распределениями других геофизических характеристик, устанавливаемыми по данным магнитотеллурических зондирований (В. И. Поспеев и др.), сейсмологии (С. И. Голенецкий) и магнитометрии (М. Р. Новоселова). Интервал разреза, соответствующий сейсмическому слою с пониженной скоростью, по-видимому, сложен породами с высокой электропроводностью, а основная масса очагов землетрясений и магнитоактивных тел располагается над этим слоем. Возможно, общей причиной этих геофизических особенностей является повышенный разогрев и частичное плавление горных пород в рассматриваемом интервале разреза.

Указанные аномальные особенности земной коры (нерегулярность ее дифференциации по упругим свойствам, наличие волновода), по-видимому, обусловлены активно идущими тектоническими процессами. Поскольку указанные особенности свойственны не только рифтовой зоне, но и прилегающим к ней районам Забайкалья, это свидетельствует о том, что тектоническая активизация на глубине охватывает более широкую область, чем в близповерхностных частях разреза.

В результате площадных и маршрутных сейсмических исследований получены [2] достаточно определенные данные по долго дискутировавшемуся вопросу о толщине земной коры в пределах главного звена рифтовой системы — Байкальской впадины. По границе Мохоровича этой рифтовой впадине соответствует сложная, неоднородная по простиранию приразломная структура. Под южной наиболее глубоководной котловиной оз. Байкал мощность коры минимальна — 34—36 км, а под северной его половиной резко возрастает до 40—44 км. Рельеф границы М в разных поперечных сечениях рифта неодинаков. Для южной котловины

оз. Байкал характерно уступообразное воздымание этой границы с амплитудой 3—6 км. В северном сечении, проходящем через восточную часть Байкальской впадины, Баргузинскую впадину и разделяющий их горный хребет, толщина коры практически не меняется и составляет 40—42 км. Не отмечено существенных

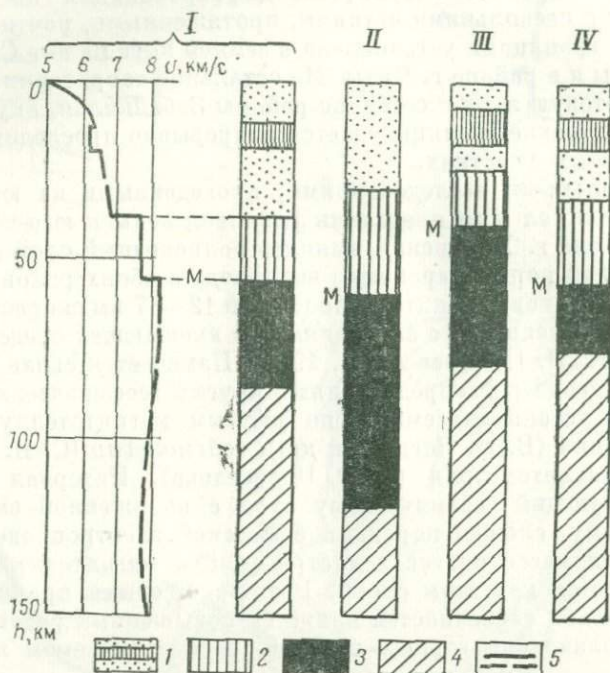


Рис. 2. Схематизированные колонки скоростей продольных волн для континентальных рифтовых зон.

I — Байкальская зона; *II* — северная часть Восточно-Африканской зоны; *III* — северный участок Рейнского грабена; *IV* — Северо-Американская Провинция бассейнов и хребтов; 1 — земная кора ($v \approx 6,4$ км/с, заштрихован интервал с сейсмическим волноводом); 2 — верхнемантийный слой с аномально низкой скоростью (7,7 км/с); 3 — литосферная часть мантии со скоростью 8—8,2 км/с; 4 — астеносферный волновод Гутенберга; 5 — кривая скоростей для Байкальской зоны

изменений мощности коры и на северо-восточном фланге рифтовой зоны при пересечении Муйской впадины и обрамляющих ее хребтов.

Разрез верхней мантии в Байкальском регионе, составленный по данным сейсмологии взрывов и землетрясений [3], характеризуется следующими особенностями распределения скорости продольных волн по вертикали (см. рис. 2). Разрез начинается со слоя с аномально низкой скоростью (7,7—7,8 км/с). Это, однако, не означает, что астеносфера здесь располагается сразу же под земной корой. Аномальный слой имеет относительно небольшую мощность, равную в среднем 17 км и сокращающуюся до 7—8 км

на северо-восточном фланге рифтовой зоны. Этот слой отделен от мантийного волновода Гутенберга толщей пород мощностью несколько десятков километров и с обычной для литосферной части мантии скоростью 8,0—8,1 км/с. Связь аномального слоя с каналом Гутенберга можно предполагать в виде узкой перемычки, расположенной, вероятнее всего, в полосе Байкало-Витимских минимумов силы тяжести.

Область распространения слоя с аномально низкой скоростью закартирована в настоящее время на площади 200 000 км² (см. рис. 1). За пределами этой области скорость на поверхности М имеет нормальные значения (8,1—8,2 км/с), увеличивающиеся до 8,6 км/с в районе г. Ленска. Границы аномальной области в плане занимают секущее положение по отношению к древним геологическим структурам, хотя и контролируются на ряде участков глубинными швами. Область с аномальными свойствами верхов мантии в 2—3 раза шире Байкальской рифтовой зоны, картируемой по поверхностным геологическим признакам. Центральный участок рифтовой зоны (Байкальская впадина) располагается над северо-западным краем аномальной мантийной области, а восточный фланг зоны — над срединной ее частью.

Сравним результаты сейсмического изучения Байкальского региона с данными сейсмологии взрывов и землетрясений по зонам рифтогенеза в Восточной Африке, Западной Европе, а также на западе Северо-Американского континента, где расположена Провинция бассейнов и хребтов. Последняя относится рядом исследователей [4] к рифтовой зоне, являющейся континентальным продолжением Восточно-Тихоокеанского поднятия.

При сопоставлении данных о земной коре рассмотрим только достаточно общие ее характеристики, на определение которых в малой степени влияют различия методики сейсмических исследований в разных районах. Отмечаемое в ряде мест (Рейнский грабен, С. Мюллер и др., 1969 г.; Провинция бассейнов и хребтов [4]) некоторое уменьшение мощности земной коры, по-видимому, не является общим для всех континентальных рифтовых зон. В Байкальской зоне этот эффект не проявляется достаточно четко.

Для континентальных рифтов, очевидно, характерны внутрикоровые сейсмические волноводы, которые могут быть обусловлены повышенным разогревом глубинного вещества. Кроме Байкальской зоны, существование волноводов в земной коре намечается под Рейнским грабеном и на западе Северной Америки [8] (см. рис. 2).

На ряде участков мировой системы рифтов (Исландия, осевой грабен Красного моря [4]) выявлены высокие значения скорости (6,5—7 км/с) в верхней части земной коры, объясняемые внедрением глубинных горных пород. Для внутриконтинентальных рифтов подобное явление не установлено. Скорости в коре здесь мало отличаются от значений на соседних неактивизированных участках.

Для объективного сравнения сейсмических характеристик верхней мантии так же, как и для Байкальского региона [3], были составлены сводные годографы первых мантийных волн от взрывов и местных землетрясений, зарегистрированных на больших (до многих сотен километров) расстояниях от источников колебаний. Исходными материалами послужили опубликованные значения времен прихода первых волн по району восточноафриканских Кенийского и Эфиопского рифтов (Д. Гриффитс, 1972 г.; Р. Серль, П. Гуин, 1971 г.), северной части Рейнского грабена и Северо-Американской Провинции бассейнов и хребтов [7, 9].

Сводные годографы первых волн для рассмотренных районов удивительно похожи в своих главных чертах. Во всех случаях, начиная с расстояний 120—180 км от источников, первой регистрируется преломленная волна со скоростью около 7,7 км/с. Протяженность области ее регистрации в первых вступлениях колеблется в разных районах в пределах 100—300 км. При удалении от источника происходит излом годографа и первой вступает волна со скоростью 8—8,2 км/с. Реальность отмеченных особенностей годографов несомненна, хотя их количественные характеристики могут быть уточнены по более представительным экспериментальным данным.

Из сходства годографов вытекает близость главных черт распределения скоростей упругих волн по глубине во всех рассмотренных районах континентального рифтогенеза. На рис. 2 представлены схематизированные колонки скоростей для этих районов, составленные с привлечением сейсмологических данных о волноводе Гутенберга [2, 5, 6]. Всюду в самой верхней части мантии залегает слой с аномально низкой скоростью, равной примерно 7,7 км/с. Средние мощности этого слоя в разных районах составляют 15—30 км. Скорость в аномальном слое и в мантийном волноводе Гутенберга почти одинакова, но эти объекты геометрически не являются единым целым, так как разделены толщей пород со скоростью 8—8,2 км/с.

Таким образом, несмотря на то, что Байкальская рифтовая зона расположена во внутренней части Азиатского континента и не имеет отчетливой связи с мировой системой рифтов, при сравнении ее с участками других континентальных зон рифтогенеза, изученными сейсмическими методами, устанавливается их принципиальное сходство по некоторым характеристикам сейсмического разреза земной коры и особенно верхней мантии вплоть до астеносферного волновода Гутенберга. К общим особенностям континентальных рифтов, кроме известного ранее понижения скорости в самой верхней части мантии, следует отнести и то, что слой с аномально низкой скоростью относительно невелик по мощности, отделен от астеносферного волновода и может сообщаться с ним только на локальных участках. По-видимому, современные глубинные процессы и физическое состояние вещества верхней мантии в зонах континентального рифтогенеза однотипны в глобальном масштабе.

ABSTRACT

The structure of the Baikalian rift zone has been investigated to a depth of about 200 km from the results of explosion seismology and earthquake studies. Anomalous properties of the region which seem to be associated with the modern tectonic activation are as follows: irregular seismic stratification of the Earth's crust, presence of a waveguide inside the crust and a region of anomalously low velocities in the uppermost part of the mantle, which is unrelated to the Gutenberg's asthenosphere waveguide.

As a result of comparing the travel-time curves of the early waves and the corresponding velocity columns obtained in seismic studies of continental rift zones (Baikal, Rhine graben, East-African rift system, North-American Range and Basin Province) it has been found that Upper Mantle seismic sections in these zones are similar. Among the common features of the continental rift zones, in addition to the known velocity decrease in the uppermost mantle, is to be placed the fact that the layer of anomalously low velocity (7,7 km/s) is relatively small in thickness (15—30 km) and that it may be associated with the Gutenberg's asthenosphere channel only in local areas.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. В а л ю с В. П., К е й л и с - Б о р о к В. И., Л е в ш и н А. Л.. Определение скоростного разреза верхней мантии Европы. — «Докл. АН СССР», т. 185, 1969, № 3, с. 564—568.
2. Г л у б и н н о е строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. — «Геология и геофизика», 1974, №5, с. 155—167 с ил. Авт.: Н. Н. Пузырев, М. М. Мандельбаум, С. В. Крылов и др.
3. К р ы л о в С. В., Г о л е н е ц к и й С. И., П е т р и к Г. В. Согласование данных сейсмологии и ГСЗ о строении верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне. — «Геология и геофизика», 1974, № 12, с. 61—66 с ил.
4. С и с т е м а рифтов Земли. М., «Мир», 1970. 279 с. с ил.
5. Ч и с л е н н ы й метод определения структуры верхней мантии Земли. — В кн.: Математические проблемы геофизики, вып. 2. Новосибирск, изд. ВЦ СО АН СССР, 1971, с. 143—165. Авт.: А. С. Алексеев, М. М. Лаврентьев, Р. Г. Мухометов и др.
6. J o n s o n L. R. Array measurements of P velocities in the Upper Mantle. — «J. Geophys. Res.», vol. 72, 1967, N 24, p. 6309—6325, with il.
7. P a k i s e r L. C., H i l l D. P. Crustal structure in Nevada and Southern Idaho from nuclear explosions. — «J. Geophys. Res.», vol. 68, 1963, N 20, p. 5757—5766 with il.
8. P r o d e h l C. Seismic refraction study of crustal structure in the Western United States. — «Geol. Soc. of Amer. Bull.», vol. 81, 1970, p. 2629—2646.
9. R y a l A., S t u a r t D. J. Travel times of some local earthquake phases originating from nuclear explosions, Nevada Test Site to Ordway, Colorado. — «J. Geophys. Res.», vol. 68, 1963, N 20, p. 5824—5835 with il.

Г. Д. БАБАЯН, К. Б. МОКШАНЦЕВ, Г. И. ШТЕХ
(ИГ ЯФ АН СССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Для изучения глубинного строения восточной части Сибирской платформы использованы обширные материалы геологических, магнитометрических и гравиметрических съемок, сейсморазведки методом отраженных волн (МОВ) и корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), глубинных сейсмических (ГСЗ) и магнитотеллурических (МТЗ) зондирований и глубокого бурения.

Глубинные сейсмические зондирования проведены по методике, разработанной группой геофизиков под руководством Н. Н. Пузырева [8], на семи региональных маршрутах, пересекающих склоны Алданской и Анабарской антеклиз, Вилюйскую синеклизу и Ботубинскую седловину. На большей части этих структур расположены пункты МТЗ.

Земная кора восточной части Сибирской платформы, как показывают результаты глубинных сейсмических зондирований (рис. 1), имеет блоково-слоистое строение. Блоки с горизонтальными размерами 100—450 км разделены между собой глубинными разломами, как правило, четко отображающимися в магнитном и гравитационном полях. По данным сейсмических зондирований разрез земной коры в рассматриваемой части платформы состоит из трех слоев. Первый из них охватывает платформенный чехол и орогенный этаж, второй и третий представлены соответственно гранитным и базальтовым слоями. Средняя скорость распространения упругих колебаний в первом слое изменяется в пределах 2,0—5,5 км/с, пластовые скорости во втором и третьем слоях равны соответственно 5,90—6,40 и 6,80—6,82 км/с.

Платформенный чехол восточной части Сибирской платформы начал формироваться 1,2—1,4 млрд. лет назад. Он сложен полого залегающими терригенно-карбонатными отложениями верхнего протерозоя — среднего палеозоя и терригенными образованиями верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Мощность его изменяется от нескольких десятков метров на склонах Анабарского массива и Алданского щита до 8—9 км в Вилюйской синеклизе, Лено-Анабарском и Предверхоянском краевых прогибах.

Формирование орогенного (промежуточного) этажа началось после завершения главных процессов консолидации кристаллического фундамента и продолжалось 1,3—1,5 млрд. лет. В его составе выделены четыре структурных комплекса: протоорогенный или первичный (эпипротогеосинклинальный), включающий верхнеархейские метаморфические и магматические образования, и

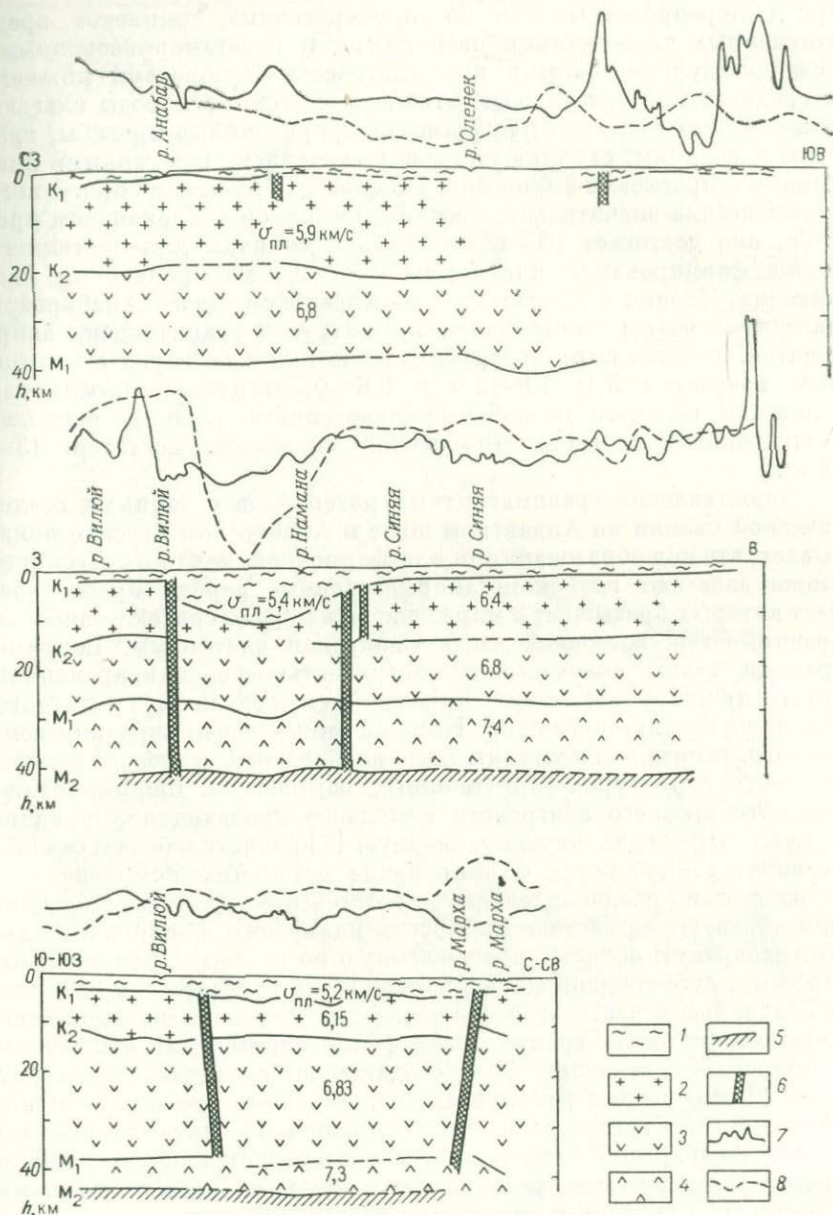


Рис. 1. Разрезы земной коры по данным глубинных сейсмических (точечных) зондирований.

1 — осадочный чехол и орогенный этаж; 2 — гранитный слой; 3 — базальтовый слой; 4 — зона перехода от земной коры к верхней мантии; 5 — поверхность верхней мантии; 6 — глубинные разломы; 7 — график ΔT ; 8 — график Δg

три дейтероорогенных или повторноорогенных комплекса, представленных слабометаморфизованными и неметаморфизованными осадочно-вулканогенными и магматическими породами нижнего и среднего протерозоя. Осадочно-вулканогенные породы слагают разделенные выступами фундамента приразломные прогибы, грабены и впадины, сходные по своему строению с межгорными впадинами и прогибами фанерозоя. Мощность образований орогенного этажа весьма значительна, местами, например в Удоканском прогибе, она достигает 10—12 км. Весьма типичны для орогенного этажа формирования платформы интенсивные проявления магматизма. Именно с этим этажом на Алданском щите и Анабарском массиве связаны многочисленные интрузии гранитоидов, анортозитов, гипербазитов и других магматических пород с изотопным возрастом 3,1; 1,8—2,0 и 0,6—0,7 млрд. лет. Суммарная мощность верхнего осадочно-вулканогенного слоя в наиболее погруженных прогибах Вилюйской синеклизы достигает 13—14 км.

Сопоставление гравимагнитных материалов с данными геологической съемки на Алданском щите и Анабарском массиве показывает, что под образованиями платформенного чехла и орогенного этажа залегают глубокометаморфизованные породы архея, возраст которых превышает 3 млрд. лет. Эти породы слагают наиболее древний этаж восточной части Сибирской платформы. Верхняя граница этажа совпадает с поверхностью консолидированной коры, нижняя, возможно, определяется подошвой гранитного или даже базальтового слоя. Нижний этаж сложен породами иенгрского, тимптоно-желтулинского, анабарского, станового и олекминского структурно-формационных комплексов. Формирование наиболее древнего иенгрского комплекса происходило, по-видимому, в самую начальную нуклеарную [7] раннеархейскую стадию развития земной коры, формирование остальных комплексов — в ранне- и позднеархейские протогеосинклинальные стадии. Они образуют на востоке Сибирской платформы обширную Алдано-Анабарскую область, прослеженную по геолого-геофизическим данным в субмеридиональном направлении более чем на 2000 км. В центральной части этой области распространены метаморфизованные в условиях гранулитовой фации образования иенгрского комплекса, слагающие Тюнг-Алданскую складчатую систему (рис. 2). Последняя протягивается в северо-северо-западном направлении от центральной части Алданского щита до южного склона Анабарской антеклизы и характеризуется преобладанием крупных концентрически зональных (большей частью овальных и округлых) складок и гранито-гнейсовых куполов.

Это наиболее древнее ядро консолидации земной коры обрамляется с запада и востока относительно более молодыми, но также нижнеархейскими Анабаро-Мирнинской, Анабаро-Жиганской и Тимптоно-Желтулинской складчатыми системами анабарид и тимптоно-желтулид. Для них типичны, в отличие от иенгрид,

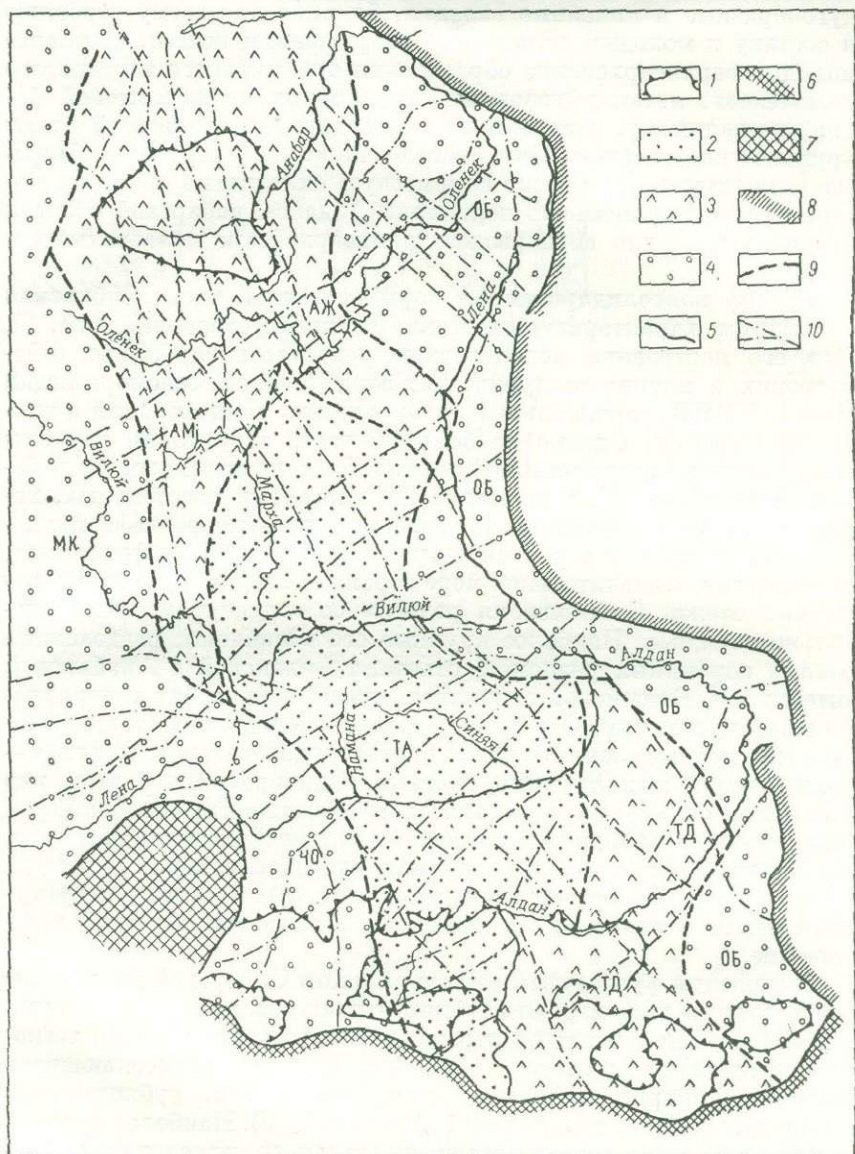


Рис. 2. Схема внутренней структуры кристаллического фундамента восточной части Сибирской платформы.

1 — выходы кристаллических пород архей на дневную поверхность; области развития; 2 — ингерского комплекса, 3 — анабарского и тимптоно-джелтулинского комплексов, 4 — олекмо-станового комплекса; 5 — краевые швы; 6 — корейды; 7 — байкалиды; 8 — мезозойды; 9 — разломы между разновозрастными блоками кристаллического фундамента, 10 — внутриблоковые разломы; архейские складчатые системы: ТА — Тюнг-Алланская, АМ — Анабаро-Миричинская, АЖ — Анабаро-Жиганская, ТД — Тимптоно-Джелтулинская, ОБ — Оленекско-Батомгская, МК — Мойоро-Киренская, ЧО — Чаро-Олекминская

дугообразные и линейные складки, близкие по своему строению и составу к молодым складчатым сооружениям неогей. Наиболее молодые верхнеархейские образования олекминского и станового комплексов, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, по-видимому, отделены от более древних отложений архея крупным несогласием. Они слагают Мойоро-Кирентскую, Чаро-Олекминскую и Оленекско-Батомгскую складчатые системы, которые распространены по периферии Алдано-Анабарской области архейд и частично перекрывают раннеархейские складчатые системы.

Рельеф консолидированной коры восточной части Сибирской платформы характеризуется весьма сложным строением (рис. 3). При его построении использованы результаты глубинных сейсмических и магнитотеллурических зондирований, сейсморазведки МОВ и КМПВ, вертикальных электрических зондирований и глубокого бурения. Однако на большей части территории глубины определялись интерпретацией аномалий Δg по методике, разработанной в работе [3], и аномалий ΔT способами касательных, характерных точек изолиний [1, 5]. Формирование рельефа фундамента началось еще в раннем и среднем протерозое, и фундамент, по существу, в значительной мере отражает структуру дейтероорогенного этажа. Соотношения рельефа со структурами чехла довольно сложные. Наиболее крупные его мегаблоки, разделенные зонами глубинных разломов, отвечают Алданской и Анабарской антеклизам, Вилюйской синеклизе, краевым прогибам и перикратонным опусканиям. Отражены в рельефе фундамента также многие структурные элементы чехла первого и даже второго порядка — своды, впадины и крупные прогибы. Одновременно с этим ряд элементов рельефа кристаллического фундамента, особенно на южном склоне Анабарской и северном склоне Алданской антеклиз, в структуре чехла не выражен или выражен слабо. А иногда (в частности, на востоке Вилюйской синеклизы) между структурами чехла и рельефом фундамента наблюдается обратное соотношение.

В строении фундамента восточной части Сибирской платформы значительную роль играют глубинные разломы, многие из которых в платформенном чехле не отражены или выражены менее четко. Разновозрастные разломы образуют взаимно пересекающиеся системы субмеридионального, северо-восточного, субширотного и северо-западного простираний (см. рис. 2 и 3). Наиболее древние из них, преимущественно субмеридионального простирания, разграничивают разновозрастные складчатые системы архейд, а внутри последних контролируют крупные структуры типа антиклинориев и синклинориев. Часть этих разломов четко выражена также в орогенном этаже и иногда проявляется в платформенном чехле. Не менее важное значение в строении земной коры имеют системы разломов протерозойского и раннепалеозойского возрастов, формирование которых началось в орогенном этаже. С ними связано,

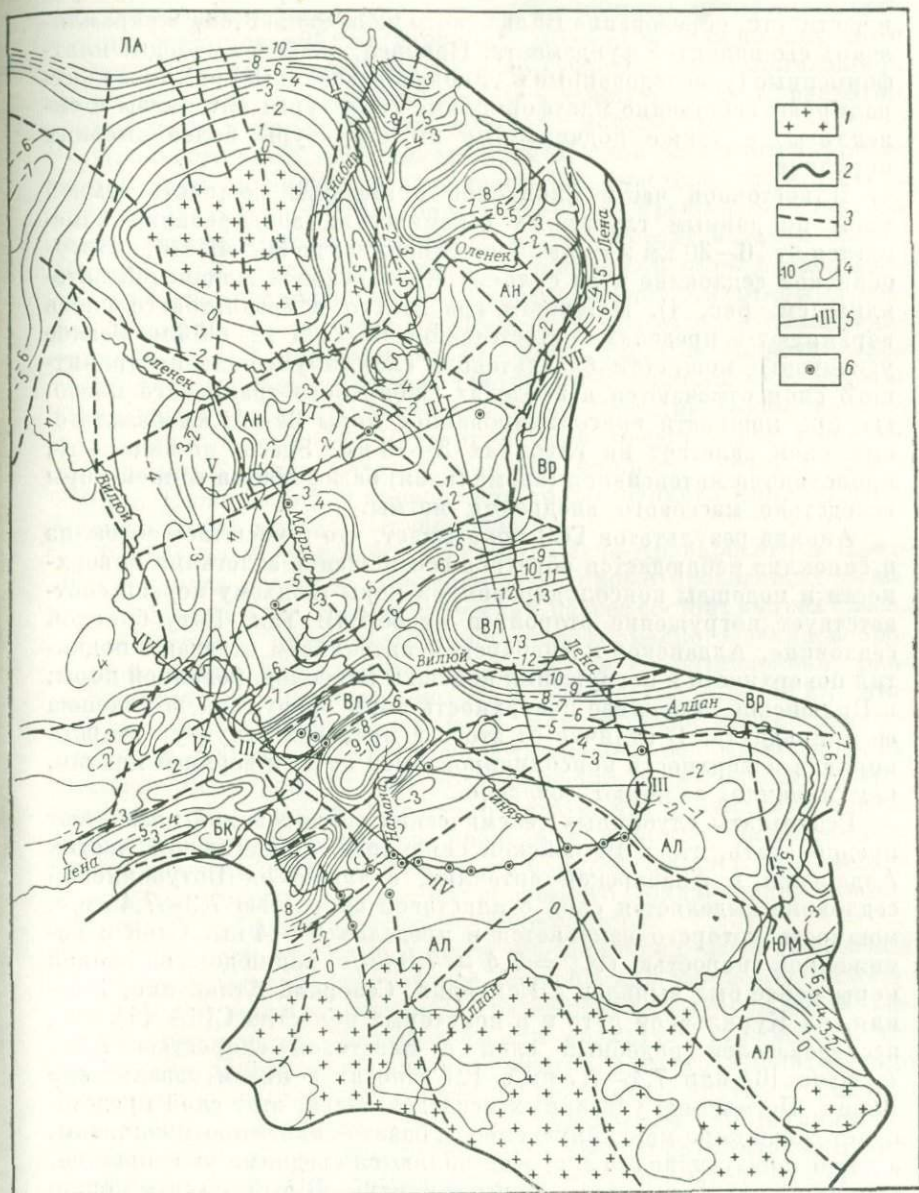


Рис. 3. Схема рельефа кристаллического фундамента восточной части Сибирской платформы.

1 — выходы кристаллических пород архея на дневную поверхность; 2 — красные швы; 3 — глубинные разломы; 4 — изоглубины поверхности кристаллического фундамента, км; 5 — маршруты ГСЗ; 6 — пункты МТЗ; мегаблоки: Ан — Анабарская антеклизия, Ал — Алданская антеклизия; Вл — Вилюйская синеклизия, ЛА — Лено-Анабарский прогиб, Вр — Предверхоанский прогиб, Бк — Предбайкальский прогиб, ЮМ — Юдомо-Майское перикратонное опускание

в частности, образование Вилюйского палеоавлакогена и обрамляющих его поднятый фундамента. Наконец, наиболее молодые платформенные (унаследованные или новообразованные) разломы контролируют собственно платформенные структуры: антеклизы и синеклизы, а также подчиненные им структуры более высоких порядков.

В восточной части Сибирской платформы мощность земной коры по данным глубинных сейсмических зондирований изменяется от 26—30 км в Вилюйской синеклизе до 38—42 км на Ботубинской седловине и на склонах Анабарской и Алданской антеклиз (см. рис. 1). Мощности гранитного и базальтового слоев варьируют в пределах соответственно 6—24 и 12—30 км. Резкое увеличение мощности базальтового слоя и уменьшение гранитного слоя отмечаются в пределах Сибирского траппового плато, где при мощности консолидированной коры 34—41 км базальтовый слой залегает на глубинах 8—13 км. Здесь, по-видимому, происходила интенсивная (аномальная) базификация земной коры вследствие массового внедрения магмы.

Анализ результатов ГСЗ показывает, что в масштабе антеклиз и синеклиз наблюдается обратное соотношение залегания поверхности и подошвы консолидированной коры (подъему первой соответствует погружение второй, и наоборот). Так, Ботубинской седловине, Алданской и Анабарской антеклизам отвечают поднятия поверхности и погружения подошвы консолидированной коры; в Вилюйской синеклизе поверхность коры погружена, а подошва ее приподнята. В отличие от этого в пределах структур второго порядка поверхности консолидированной коры и верхней мантии, как правило, залегают согласно.

Результаты глубинных сейсмических зондирований позволяют предполагать, что в Вилюйской синеклизе, прилегающих частях Алданской и Анабарской антеклиз, а также на Ботубинской седловине выделяется слой с пластовой скоростью 7,3—7,4 км/с, мощность которого изменяется в пределах 6—14 км. Слой с пониженной скоростью ($v_{пл} = 7,4 \div 7,8$ км/с) под подошвой земной коры ранее был выявлен в Исландии, Северной Атлантике, Японии, на Курильской дуге и в некоторых областях США [4]. Ряд исследователей подобный слой с пластовой скоростью 7,2—7,4 км/с [6] или 7,4—7,7 км/с [2] относят к низам базальтовой толщи. По мнению указанных исследователей, этот слой представляет собой коро-мантийную смесь с базито-эклогитовым составом, а характеризующие его скорости являются средними из скоростей, типичных для нормальной коры и мантии. В этом случае можно считать, что он является переходной зоной от коры к верхней мантии (см. рис. 1). Не исключена возможность, однако, что пластовая скорость выделенного слоя понижена из-за наличия волновода в самой верхней части мантии. Это предположение косвенно подтверждается наличием в Вилюйской синеклизе и прилегающих частях Алданской и Анабарской антеклиз промежуточного элек-

тропроводящего слоя, залегающего по данным магнитотеллурических зондирований на глубинах 20—40 км. Важно при этом подчеркнуть, что, какова бы ни была природа слоя с пониженной скоростью, он, по-видимому, играет важную роль в развитии земной коры и формировании полезных ископаемых.

Промежуточный электропроводящий слой магнитотеллурическими зондированиями прослеживается на участках, где мощность хорошо проводящих терригенных пород не превышает 4 км. На таких участках геоэлектрический разрез состоит из пяти слоев. Первый слой — осадочный чехол и орогенный этаж с удельным электрическим сопротивлением, равным нескольким сотням ом-метров и мощностью до 10 км. Второй слой представлен консолидированной корой, мощность его 20—40 км, удельное сопротивление составляет тысячи ом-метров. Третий слой является промежуточным мощностью до 10 км и с удельным сопротивлением, равным нескольким ом-метрам. Четвертый слой представляет наиболее высокоомную часть верхней мантии, мощность которой 100—300 км. Ниже залегает проводящая толща верхней мантии, отвечающая, по-видимому, астеносфере.

В районах Вилуйской синеклизы, Лено-Анабарского и Предверхоянского прогибов, где мощность хорошо проводящих отложений больше 4 км, геоэлектрический разрез состоит из трех слоев. Первый слой — низкоомная толща платформенного чехла и орогенного этажа с удельным электрическим сопротивлением, равным нескольким сотням ом-метров и мощностью 4,5—13 км, второй — консолидированная кора и часть верхней мантии мощностью 250—400 км с удельным сопротивлением, равным нескольким тысячам ом-метров. Третий подстилающий слой составляет проводящая часть мантии. Следует отметить, что в действительности геоэлектрический разрез в последних районах, по-видимому, также пятислойный. Однако из-за влияния мощной низкоомной толщи на кривых магнитотеллурического зондирования промежуточный проводящий слой не проявляется.

Особенности глубинного строения восточной части Сибирской платформы имеют определяющее значение для выяснения закономерности и пространственного размещения месторождений полезных ископаемых. Эти особенности позволяют утверждать, что на рассматриваемой территории многие древние магматические проявления железа, флогопита и некоторых других полезных ископаемых связаны не с собственно архейским кристаллическим фундаментом, а с верхнеархейским — среднепротерозойским орогенным этажом. Основными факторами, контролирующими распределение полей кимберлитового магматизма, являются долгоживущие мантийные разломы. Все известные районы кимберлитопроявления расположены в пределах пяти зон интенсивного дробления земной коры северо-восточного и северо-западного простираний, причем поля кимберлитов находятся преимущественно в узлах пересечения этих зон. С особенностями развития земной

коры связано формирование основных седиментационных бассейнов, сложенных потенциально нефтегазоносными отложениями. Крупные нефтегазоперспективные структуры также расположены в зонах относительно интенсивного дробления земной коры.

ABSTRACT

The results of deep seismic sounding indicate a block-and-layer structure of the Earth's crust of the East Siberian platform. The crust consists of three layers: the platform sediments + orogenic level, the granite layer, and the basalt layer.

The platform sediments are gently dipping Upper Proterozoic-Middle Paleozoic terrigenic — carbonate formations and Middle Paleozoic — Cenozoic terrigenous deposits. The orogenic (intermediate) level consists of Upper Archean, Lower and Middle Proterozoic metamorphic, magmatic and sedimentary-volcanogenic rocks. The total thickness of the sediments and the orogenic level ranges from dozens of meters to 13—14 km.

The oldest lower level of the East Siberian Platform is composed of strongly metamorphosed rocks, which build the Aldan-Anabar extensive folded area. The upper limit of the level coincides with the top of the consolidated crust and the lower one, possibly with the floor of the granite or even basalt layers.

The topography of the consolidated crust is very complicated, reflecting the structure of the orogenic level. Its relationships with the sedimentary structures are ambiguous. Large megablocks of the topography correspond to the Aldan and Anabar anticlises, Vilyuisk syncline, foredeeps, and pericratonal depressions.

Crustal faults play a significant role in the crustal structure of the East Siberian Platform. The oldest of them separate the Archean folded systems of different ages. Proterozoic and early Paleozoic faults are responsible for the formation of the Vilyuisk paleoaulacogen and the uplifts surrounding it. Younger platform faults control anteklises, synclises, and the subordinate structural features of higher orders.

The crustal thickness in the East Siberian Platform varies from 26—30 to 38—42 km, the granite and basalt layers being 6 to 24 km and 12 to 30 km thick, respectively.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б а б а я н Г. Д. Тектоника и нефтегазоносность Вилуийской синеклизы и прилегающих районов по геофизическим и геологическим материалам. Новосибирск, «Наука», 1973. 137 с. с ил.

2. В о л ь в о в с к и й И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973. 208 с. с ил.

3. К а р а т а е в Г. И., З а х а р о в а Т. Л., Ч е р н а я Н. Н. Моделирование процесса геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на электронных цифровых машинах. Новосибирск, «Наука», 1970. 406 с. с ил.

4. М а г н и ц к и й В. А., Ж а р к о в В. Н. Природа слоев пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970, с. 197—240 с ил.

5. М о к ш а н ц е в К. Б., Г о р и ш т е й н Д. К., Г у д к о в А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968. 158 с. с ил.

6. Н о в ы е д а н н ы е о структуре земной коры территории СССР. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970, с. 25—38. с ил. Авт.: Н. А. Беляевский, А. А. Борисов, И. С. Вольвовский и др.

7. Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 23—39.

8. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потапьев С. В. Точечные сейсмические зондирования. — В кн.: Методика сейсморазведки. М., «Наука», 1965, с. 5—69 с ил.

УДК 550.83 : 551.24 (571/5—13)

*М. П. ГРИШИН, С. В. КРЫЛОВ, П. И. МОРСИН,
Н. Н. ПУЗЫРЕВ, В. С. СУРКОВ
(ИГГ СО АН СССР, СНИИГГИМС Мингео СССР)*

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА СИБИРИ

На территории Сибири располагаются три специфических по своему строению и истории развития тектонических элемента земной коры: древняя Сибирская платформа, кристаллическое основание которой сформировалось в раннем докембрии, Западно-Сибирская плита — молодая платформа, геосинклинальный этап развития которой завершился в конце фанерозоя, и горные сооружения юга Сибири — область мезозойско-кайнозойской активизации. Геосинклинальное развитие этой горной страны также завершилось в конце фанерозоя, но в мезозое и особенно в кайнозойское время она испытала общее интенсивное дифференцированное воздымание. В ее юго-восточных районах, в зоне сочленения с Сибирской платформой, в кайнозое образовалась зона специфического проявления активизации — Байкальский рифт.

Длительная и сложная история развития территории Сибири обусловила своеобразие ее геологического строения, в том числе глубинного. Первоначальная информация о глубинном строении земной коры Сибири была получена путем установления зависимости между мощностью земной коры и интенсивностью аномалий Буге [3]. На картах глубинного строения земной коры, составленных на основе этой зависимости, отмечалось общее увеличение мощности коры от 32—35 км на севере Западно-Сибирской плиты до 50 км на юге Алтае-Саянской складчатой области. Согласно выполненным построениям, поверхность Мохоровичича (М) погружается в южном направлении плавно, без заметных локальных отклонений.

Данные глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), выполненных в последние годы в небольшом объеме на юге Сибири, указывают на более сложное строение земной коры, чем установлено при использовании стохастических зависимостей. На разрезах ГСЗ, как правило, прослеживаются две — четыре сейсмических границы. Непрерывно фиксируется на всех профилях только граница, отождествляемая с поверхностью М, а в пределах

платформ — и поверхность фундамента [1]. По данным ГСЗ граница М в платформенной части картируется на глубине 36—45 км, и всюду отмечается ее погружение от центральных районов плиты в сторону горного обрамления в среднем на 8—10 км. На фоне общего погружения поверхности М в сторону горного обрамления в поведении ее наблюдаются локальные ундуляции амплитудой примерно 5 км, возможно, флексурного характера. Средняя величина граничной скорости по поверхности М составляет около 8 км/с. В сторону горного обрамления значения граничных скоростей, как правило, увеличиваются.

Условная внутрикоровая граница Конрада (К) фиксируется на глубине 20—22 км. На одних участках она воздымается до 17 км, на других опускается до 28 км. Более высокое гипсометрическое положение этой границы свойственно для геоблоков, испытавших в мезозое и кайнозое интенсивное воздымание (Салаир, Енисейский кряж, отдельные участки Западно-Сибирской плиты). Для таких зон характерно резкое увеличение мощности земной коры.

Фиксируемое ГСЗ строение внутрикоровых границ, в том числе и поверхности М, их взаимоотношение, мощности гранитно-метаморфического и базальтового слоев отражают сложную историю тектонического развития указанных регионов Сибири. Материалы ГСЗ свидетельствуют также о высокой степени изостатической уравновешенности литосферы и о существовании сложной зависимости между мощностью земной коры и аномалиями Буге.

Исследования показали, что равновесие литосферы определяется не только древним рельефом, но также средней массой коры и плотностью подкорового слоя, а поверхность М служит как бы регулятором общей массы литосферы. Такое понимание структуры литосферы позволяет по-другому подойти к объяснению природы региональных аномалий силы тяжести и оценке мощности земной коры. Как видно из рис. 1, на котором показан разрез земной коры через Салаирский кряж и Кузнецкую впадину, наиболее контрастные изменения плотности пород фиксируются только в пределах гранитно-метаморфического слоя, а общее равновесие земной коры регулируется изменением ее мощности. Наблюденное поле Δg дает лишь качественную характеристику плотностей дифференциации пород верхней части земной коры и не несет видимой информации о строении нижних горизонтов коры и изменениях ее мощности.

Подобные соотношения поверхностей литосферы, их отображение в аномалиях Буге наблюдаются и в других районах Сибири. В пределах Западной Сибири аналогичное строение земной коры отмечается на участке с. Александрово — с. Усть-Тым (по р. Оби), в районе пос. Черлак (к юго-востоку от г. Омска), в пределах Енисейского кряжа. На этих участках, как и на Салаирском кряже, наблюдается резкое погружение поверхности М, сопровождаемое воздыманием поверхности К. В гравитационном

полеэто получило отображение в виде положительных аномалий Δg .

Моделирование условий гидростатического равновесия, выполненное при различном соотношении значений плотности и мощности слоев литосферы, подтверждает известное положение о том, что в гравитационном поле (в силу свойств гравитационного потенциала) более четко проявляются объекты, залегающие ближе к дневной поверхности и обладающие меньшей плотностью по

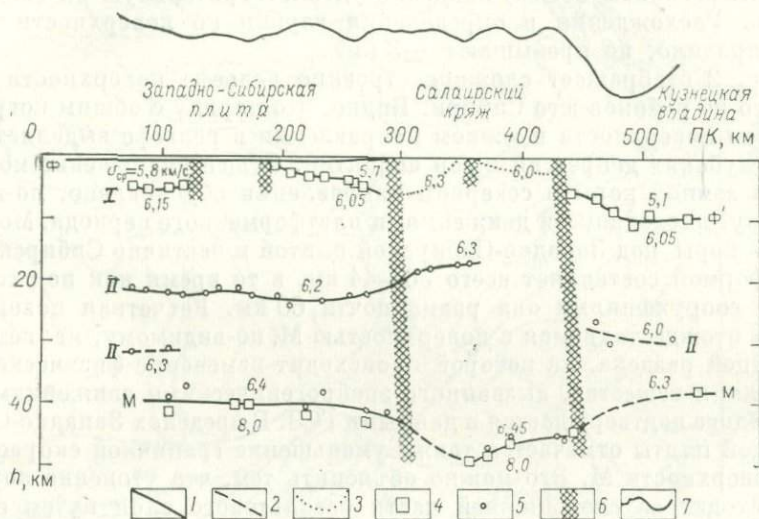


Рис. 1. Сейсмический разрез земной коры по маршруту с. Овечкино — г. Барнаул — с. Усть-Нарык. Составили С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, В. Д. Суворов.

1 — сейсмические границы; 2 — сейсмические границы по неуверенным данным; 3 — линии равных скоростей, км/с; 4 — глубины, определенные по преломленным волнам; 5 — глубины, определенные по отраженным волнам; 6 — зоны предполагаемых глубинных разломов; 7 — график Δg ; Φ — поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты (по данным О. М. Адаменко); Φ' — поверхность додевонского фундамента Кузнецкой впадины; I, II — границы в толще консолидированной коры

сравнению с объектами, расположенными на больших глубинах и имеющими большую плотность. Совместный анализ гравиметрических материалов и данных ГСЗ подтверждает указанное выше положение о сравнительно ограниченной разрешающей способности данных гравиметрии при определении мощности и изучении особенностей плотностной дифференциации нижних горизонтов земной коры. Наиболее полную информацию о строении нижней части земной коры и ее мощности дают данные ГСЗ. Однако работы методом ГСЗ на территории Сибири выполнены в недостаточном объеме. Учитывая актуальность изучения строения земной коры Сибири, в частности определения ее мощности, было предложено использовать для этих целей основные положения теории изостазии [2].

Для расчета глубин залегания кровли подкорового слоя использованы отметки осредненного рельефа дневной поверхности и плотностные характеристики крупных блоков коры. Такие расчеты произведены для всей территории Алтае-Саянской складчатой области, южных районов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Сопоставление осредненных значений мощности коры выделенных блоков с данными ГСЗ (в том числе и по другим регионам Союза) показало удовлетворительную их сходимость. Расхождения в определении глубин по поверхности М, как правило, не превышают ± 3 км.

Рис. 2 отображает сложное строение рельефа поверхности М одного из районов юга Сибири. Видно, что наряду с общим погружением поверхности в южном направлении в рельефе выделяется ряд глубоких депрессий и зон поднятий. Общее уменьшение мощности земной коры в северном направлении обусловлено, по-видимому, нисходящими движениями платформенного периода. Мощность коры под Западно-Сибирской плитой и частично Сибирской платформой составляет всего 36—44 км, в то время как под горными сооружениями она равна почти 60 км. Расчетная поверхность, отождествляемая с поверхностью М, по-видимому, является границей раздела, на которой происходит изменение физического состояния вещества, вызванного эпейрогеническими движениями. Последнее подтверждается и данными ГСЗ. В пределах Западно-Сибирской плиты отмечается также уменьшение граничной скорости по поверхности М. Это можно объяснить тем, что утонение коры происходит за счет нижней части базальтового слоя путем его приращения к верхней мантии. Под горными сооружениями граничные скорости по поверхности М увеличиваются до 8,0—8,4 км/с. Последнее свидетельствует о том, что мощность коры возросла здесь вследствие присоединения к базальтовому слою части верхней мантии.

На структурной карте (см. рис. 2) участки воздымания крупных блоков на поверхности М выделяются глубокими локальными депрессиями. Прогибы глубиной до 45—50 км выделяются под Салаиром, Енисейским кряжем, Кузнецким Алатау, Западным и Восточным Саяном. В их пределах, как уже отмечалось, происходит воздымание поверхности К и резкое возрастание мощности базальтового слоя. Увеличение мощности земной коры до 45 км отмечается также под Томь-Кольванской и Калба-Нарымской складчатыми зонами герцинид. Мощность коры повышается здесь за счет гранитно-метаморфического слоя. На профилях ГСЗ такие зоны отмечаются согласным залеганием поверхностей М и К.

Уменьшенной мощностью земной коры характеризуются средне-верхнепалеозойские унаследованно-наложные впадины и краевые прогибы. Эти структурные зоны особенно интенсивно прогибались в конце палеозоя — начале мезозоя. Мощность земной коры под ними уменьшается до 38—40 км. Малой мощностью (38 км) коры и резко увеличенной мощностью осадочных отложе-

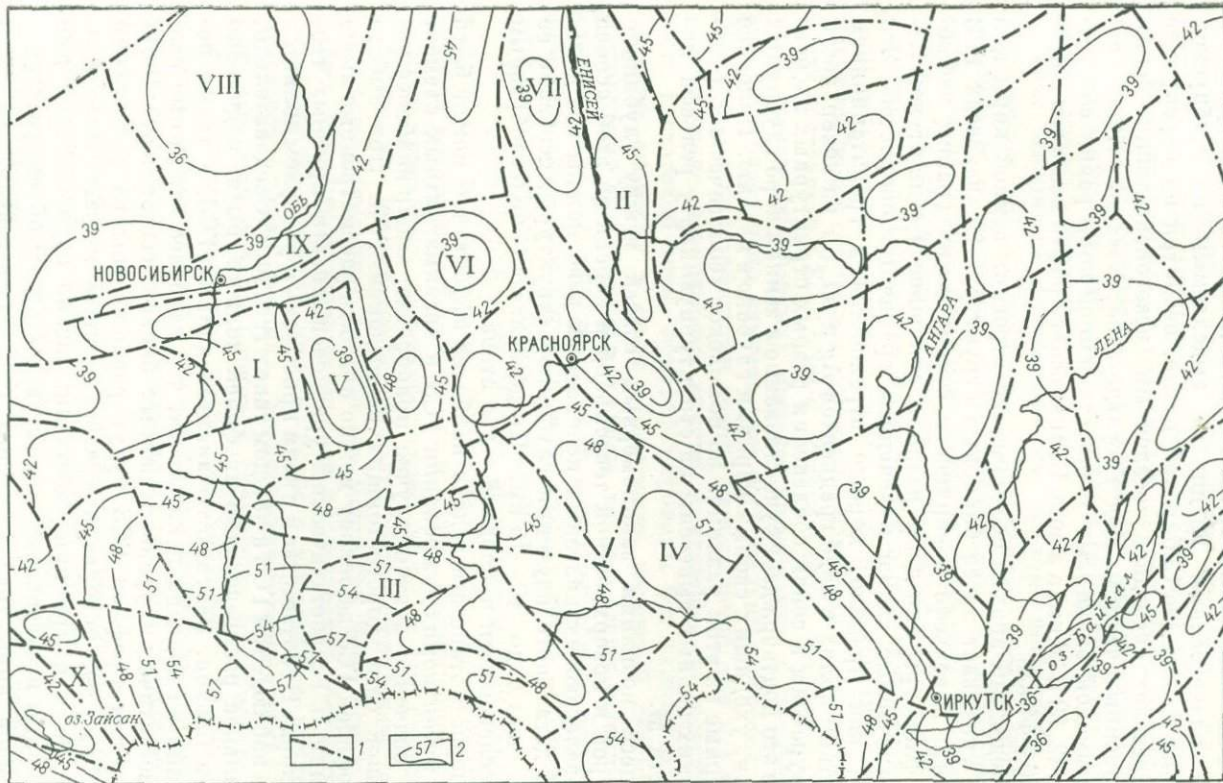


Рис. 2. Карта рельефа поверхности Мохоровичича юга Сибири.

Составили М. П. Гришин, В. Н. Крамник, В. И. Лотышев, П. И. Морсин, В. С. Сурков. 1 — разломы; 2 — изолинии глубин, км; структуры: I — Салаирский кряж, II — Енисейский кряж, III — Западный Саян, IV — Восточный Саян, V — Тегульдетская впадина, VI — Касская впадина, VII — Колпашевско-Нарымская впадина, VIII — Томь-Кольванская складчатая зона, IX — Калба-Нарымская складчатая зона, X — Байнальская рифтовая зона

ний верхнего палеозоя характеризуется Кузнецкая впадина. В ее пределах базальтовый слой имеет наименьшую мощность (10 км). Уменьшения глубин залегания подошвы земной коры свойственны палеозойским впадинам, выделяемым на Сибирской платформе и Западно-Сибирской плите, несмотря на перекрытие их в пределах последней осадочным мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом. Под Тегульдетской, Касской, Колпашевско-Нарымской впадинами мощность земной коры равна соответственно 42, 39 и 36 км, а в зоне Байкальского рифта меняется в пределах 36—44 км.

Проведенный анализ особенностей строения земной коры юга Сибири указывает на ее блоковую структуру. На разрезах ГСЗ видно, что в рельефе поверхности сейсмических границ наблюдаются флексуры или даже разрывы сплошности амплитудой 3—7 км, отмечаемые также изменением граничных скоростей. Эти участки, как правило, хорошо отражаются в гравитационном и магнитном полях в виде градиентов Δg и ΔT_a , а на поверхности они приурочены к зонам сочленения разных структурных элементов. Все это подтверждает существование в земной коре глубинных разломов, уходящих своими корнями глубоко в мантию. Наиболее характерные из этих разломов по комплексу геологических и геофизических данных вынесены на структурную карту рельефа поверхности М.

Процесс познания закономерных связей между глубинной структурой и поверхностной тектоникой и поиски на этой основе глубокозалегающих полезных ископаемых невозможны без дальнейшего детального изучения глубинной структуры, особенно ее верхней части до 10—15 км. Представляется целесообразным такие исследования проводить в два этапа.

На первом этапе эта задача наиболее эффективно может быть решена путем комплексирования ГСЗ и гравимагнитных съемок. Важное значение в этом случае приобретает выбор наиболее рациональной сети дорогостоящих наблюдений ГСЗ. При выборе сети профилей ГСЗ за основу можно принять рассмотренные выше положения о гидростатической уравновешенности крупных геоблоков коры. В соответствии с этим приемлемым условием является наличие наблюдений ГСЗ в каждом таком геоблоке. Следовательно, рациональное распределение профилей должно быть подчинено размерам блоков. Результаты анализа данных ГСЗ, а также исследований на моделях показывают, что наиболее вероятные размеры изостатически уравновешенных блоков составляют 100—150 км. Если профили ГСЗ будут расположены на расстоянии 100—150 км, то, используя гравитационные и магнитные аномальные поля и принцип изостазии, можно с достаточной для региональных исследований точностью воссоздать объемную структуру земной коры того или иного геоблока и в целом региона.

На втором этапе, связанном с изучением верхней части земной коры на глубину 10—15 км, должна быть усилена роль сейсмо-

разведки, дающей наиболее точные сведения о строении и свойствах глубинных недр. В современном комплексе геофизических исследований фундамента сейсмические исследования, кроме их самостоятельного значения, важны как источник опорных данных для интерпретации материалов других геофизических методов. Особенно большая роль отводится сейсмическим методам при изучении фундамента, с породами которого могут быть связаны залежи нефти и газа.

Под осадочным платформенным чехлом погружены разновозрастные геосинклинальные и переходные образования, представленные осадочными, метаморфическими и магматическими горными породами. Одним из главных объектов исследования должна являться дифференциация фундамента по составу слагающих пород. Последняя проявляется в изменчивости скорости распространения упругих волн. Так, для поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты диапазон изменения граничной скорости составляет 4,8—6,6 км/с. Распределение скоростей (граничных, пластовых, средних), несущее информацию о составе пород, следует обязательно изучать при региональных работах. Исследование только морфологии границ недостаточно, так как пологие сейсмические поверхности внутри фундамента не всегда могут быть достаточно точно стратифицированы без данных о распределении скорости в среде. Получение надежной сейсмической информации как о геометрии среды, так и о распределении скоростей в ней в большинстве случаев возможно только при совместном использовании упругих волн разных типов — отраженных, головных, рефрагированных и обменных.

В составе фундамента обычно выделяются несколько разновозрастных и разнородных структурных этажей, мощность каждого из которых достигает 10 км и более. Полноценное изучение разреза, очевидно, будет обеспечено лишь в том случае, если глубинность исследований позволит охарактеризовать верхний комплекс фундамента на всю его мощность и по всему району работ. Поэтому фундамент должен исследоваться сейсмическими методами на глубину до 10—12 км с выделением внутри него основных границ раздела. Региональные сейсмические работы при изучении слоисто-блоковой структуры фундамента должны носить преимущественно площадной характер с трассированием в плане достаточно крупных (десятики километров в поперечнике) разнотипных блоков, разделяющих их глубинных разломов и аномалий скоростей.

Информация о пространственном распределении сейсмических неоднородностей фундамента (геометрии границ и аномалий скоростей) повысит полноту и надежность комплексной интерпретации материалов региональной геофизики, поскольку сейсмические данные будут находиться в соответствии с трехмерным (объемным) характером источников аномалий естественных геофизических полей.

ABSTRACT

Three tectonic units of the Earth's crust are distinguished in Siberia: the ancient Siberian Platform, the West Siberian Platform, and the southern orogenic region. Two to four seismic boundaries are traced in DSS sections. The Moho discontinuity is recognizable everywhere. In platform areas the top of the basement is detected.

The results DSS indicated an isostatic equilibrium of the lithosphere and revealed complex relationships between the crustal thickness and Bouguer anomalies. Due to a poor study of the Siberian territory by the DSS method, it has been recommended to determine the crustal thickness using the main principles of the theory of isostasy.

To illustrate the results of the application of this technique, a topographical map on the Mohorovičić discontinuity for Southern Siberia is presented. On the basis of the analysis of the deep structure it is suggested that further crustal studies should be made in two stages. At the first stage of studying the lower crustal structure it is advisable to run a network of DSS profiles spaced 100—150 km apart, which would provide the basis for the analysis of potential fields. At the second stage the main attention should be paid to the upper part of the crust (10—15 km) and particularly to the investigation of the basement of the young and ancient platforms, in which large oil and gas accumulations can be found.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. — «Геология и геофизика», № 5, с. 155—167 с ил. Авт.: Н. Н. Пузырев, М. М. Мандельбаум, С. В. Крылов и др.

2. Сурков В. С., Морсин П. И. Определение мощности земной коры на основе гипотезы изостазии. — «Геология и геофизика», 1971, № 10, с. 63—71.

3. Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным геофизических исследований. — «Геология и геофизика», 1963, № 10, с. 5—19 с ил.

УДК 550.83 : 551.14 (575.4)

О. К. ВАСОВ, О. А. ОДЕКОВ, А. А. ЮВШАНОВ
(ИФЗиА АН ТССР)

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИИ

На территории Туркмении проведен сравнительно большой объем региональных геофизических исследований, имевших целью выявить особенности глубинного строения земной коры. Первые региональные геофизические исследования связаны с именами В. В. Федынского, Г. А. Гамбурцева, Ю. Н. Година и др. Работы по изучению строения земной коры продолжают и в настоящее время. Интерес к этому региону объясняется тем, что он охватывает разнообразные геотектонические типы структур коры.

В ИФЗ и АН ТССР проводятся работы по выяснению особенностей глубинного строения территории Туркмении на основе

комплексного анализа материалов ГСЗ — КМПВ и результатов других геолого-геофизических работ с целью составления обобщенной геолого-геофизической модели региона. В нашем представлении, модель должна отображать не только основные особенности структурных форм, но и содержать информацию о геолого-геофизических процессах, протекающих в недрах.

По характеру аномалий гравитационное и магнитное поля Туркмении можно разделить на следующие зоны: 1) мозаичного строения; 2) дифференцированных сильно возмущенных аномалий; 3) спокойного, плавного изменения значений аномалий. Для зон первого типа характерны гравитационные аномалии неправильной и округлой форм и вытянутые магнитные аномалии. Второму типу зон свойственны наличие вытянутых полосовых интенсивных гравитационных и полосовых магнитных аномалий. Сопоставление физических полей с основными тектоническими элементами территории указывает на наличие соответствия между полями и элементами первого и второго порядков.

Магнитное поле Западно-Туркменской впадины слабоинтенсивное. Незначительные положительные аномалии на севере имеют субширотное простираие, а на юге — субмеридиональное. Гравитационное поле этой области можно разделить на северную, южную и юго-западную части. Северной части соответствуют крупная отрицательная аномалия (Прибалханский минимум). Южная часть характеризуется также отрицательным гравитационным полем, однако его значение в несколько раз меньше, чем Прибалханский минимум. На востоке района отмечается гравитационная ступень. Юго-западная часть представляет крупную изометричную положительную аномалию (Центрально-Каспийский минимум).

В пределах Копетдага гравитационное поле отрицательное. В центральной части Западного Копетдага выделяется крупная депрессия силы тяжести. Центральный Копетдаг характеризуется сложным строением гравитационного поля. В направлении север — юг происходит относительное увеличение значений силы тяжести. На фоне этого увеличения наблюдаются относительные максимумы и минимумы изометричной и вытянутой форм. Магнитное поле носит расплывчатый характер, простираие его определяется основным простираием Копетдага. Предкопетдагскому краевому прогибу в гравитационном поле соответствуют обширные замкнутые минимумы силы тяжести, разделенные областями относительных максимумов. С юга прогиб ограничен полосой, состоящей из нескольких гравитационных ступеней северо-западного простираия, расположенных кулисообразно. Магнитное поле прогиба слаборасчлененное, наблюдаются линейно-вытянутые положительные аномалии северо-западного простираия.

Аномальное гравитационное поле Куба-Даг-Большебалханской мегантиклинали положительное, по интенсивности соизмеримо с Южно-Каспийским максимумом. В магнитном поле выделяются

положительные аномалии. Гравитационное поле платформенной области Туркмении неоднородно по строению и осложнено максимумами и минимумами. В магнитном поле наблюдается чередование зон мозаичного строения и зон линейных аномалий повышенной интенсивности. Отмечается хорошая корреляция гравитационных и магнитных аномалий. Гравитационное поле Юго-Восточной Туркмении характеризуется чередованием отдельных локальных относительных аномалий максимумов силы тяжести и протяженных гравитационных ступеней субширотного простирания. Магнитное поле сравнительно слабозмущенное.

Для выяснения региональных черт строения земной коры большое значение имеет анализ трансформированных полей. Нами был проведен пересчет гравитационного и магнитного полей в верхнее полупространство на уровни 5; 10; 15; 20 и 25 км. С высотой отмечается ослабление интенсивности и упрощение полей Δg и ΔT за счет затухания некоторых аномалий. Большинство аномалий сливается и образует единую крупную аномалию (например, Баххарденская, Ашхабадская и Гяурская аномалии сливаются в одну большую). На высоте 25 км гравитационное поле становится более спокойным, изменения поля по площади происходят плавно. Следует заметить, что характер изменения полей с высотой на различных участках неодинаков. Это указывает на различие истории тектонического развития участков.

Ниже рассматриваются разрезы земной коры для крупных структурных единиц территории Туркмении, пересеченных профилями ГСЗ. В качестве основных параметров использованы: мощность земной коры и отдельных слоев, граничные скорости, число сейсмических границ и соотношение поверхностей слоев.

В разрезе Западно-Туркменской впадины выделены десять сейсмических границ (по С. С. Чамо), из них пять границ в осадочном чехле. Граничные скорости в осадочном чехле варьируют в широких пределах — 3,4—6,0 км/с. Обращает на себя внимание увеличение граничной скорости в погруженных частях, что, по-видимому, связано с уплотнением осадков в этих районах. Мощность чехла меняется в пределах 9—20 км. Судя по сейсмическим данным, наиболее дислоцирован мезозойский комплекс. Между поверхностью гранитного слоя и осадочным чехлом залегает комплекс высокоскоростных пород ($v_r = 6,2$ км/с), стратифицированный как пермтриас. Мощность этого комплекса в наиболее погруженных частях составляет 6,5 км, в приподнятых — 2 км.

Поверхность гранитного слоя залегает на глубинах 11,0—26,5 км и характеризуется граничной скоростью 6,6 км/с. Внутри гранитного слоя выделена непротяженная граница с $v_r = 6,8$ км/с. Ниже этой границы на глубинах 23,2—28,5 км, что соответствует низам базальтового слоя, выделяется слой повышенной скорости, ограниченный поверхностью с $v_r = 7,6$ км/с. По-видимому, это коромантийная смесь (по К. Куку), типичная для нижних частей земной коры тектонически активных зон. Следует отметить, что

четкой границы между гранитным и базальтовым слоями не наблюдается. По-видимому, переход от гранитного слоя к базальтовому происходит плавно через слой мощностью 6,0—6,5 км с граничной скоростью 6,8 км/с, который условно назовем гранитно-базальтовой смесью. Общая мощность кристаллической коры равна 17—27 км. Подошва земной коры — поверхность Мохорвичича (М) — характеризуется $v_r = 8,4 \div 8,6$ км/с. Мощность коры составляет 28 км в наиболее приподнятых частях и 53 км в погруженных.

Западно-Туркменская впадина на западе открывается в сторону Южно-Каспийской впадины. В разрезе Южно-Каспийской впадины выделено шесть сейсмических границ; четыре из них относятся к осадочному чехлу, общая зафиксированная мощность которого 19 км. Граничные скорости меняются в широких пределах — 1,0—5,6 км/с. Сравнение скоростей в Южно-Каспийской и Западно-Туркменской впадинах позволяет сделать вывод о малом уплотнении чехла Южно-Каспийской впадины. Под чехлом на глубине 19 км зафиксирована граница с $v_r = 7,2$ км/с, являющаяся поверхностью базальтового слоя мощностью 12 км. Таким образом, характерной особенностью разреза земной коры Южно-Каспийской впадины является отсутствие гранитного слоя. Общая мощность земной коры по сейсмическим данным составляет 30—31 км, граничная скорость по поверхности М — 8,1 км/с.

В сторону Южно-Каспийской впадины открывается также Прибалханская депрессия. В разрезе центральной части депрессии отмечены пять сейсмических границ. Две границы соответственно с $v_r = 2,8$ км/с и 3,5—4,8 км/с внутри осадочного слоя, мощность которого 23 км. Ниже выделена граница с $v_r = 5,2 \div 5,6$ км/с, являющаяся поверхностью уплотненного слоя мощностью до 18 км. Четвертая граница, зарегистрированная на глубине 41 км с $v_r = 7,2$ км/с, представляет поверхность базальтового слоя мощностью 10 км. Граничная скорость на поверхности М (пятая граница) равна 8,1 км/с. Мощность земной коры — в среднем 51 км.

Сравним разрезы земной коры Южно-Каспийской впадины и центральной части Прибалханской депрессии. Для обоих разрезов отмечается двухъярусное строение осадочного чехла: в нижней части выделяется уплотненный слой. Однако мощность этого слоя в пределах депрессии в 2 раза больше мощности его во впадине. Такое же соотношение соблюдается и между мощностями верхних ярусов чехла. Учитывая огромную мощность в целом чехла депрессии, можно предполагать, что в нижней части уплотненного слоя может быть гранитизация. По-видимому, переход от уплотненного слоя к гранитизированному не резкий, и поэтому он не находит отображения в волновой картине. Разрез земной коры центральной части Прибалханской депрессии является переходным от континентального к субокеаническому типу.

В разрезах земной коры Большого Балхана и южной части Прибалханской депрессии зарегистрированы по пять границ: две границы в осадочном чехле соответственно с v_r , равными 2,8 и 5,6 км/с, граница с $v_r = 6,2$ км/с соответствует поверхности гранитного слоя; четвертая граница с $v_r = 7,0 \div 7,2$ км/с — поверхность базальтового слоя, пятая граница — поверхность М с $v_r = 8,1$ км/с. Мощность земной коры в пределах Большого Балхана равна 38 км, а в южной части депрессии земная кора на 14 км толще. Утолщение земной коры происходит за счет увеличения мощности осадочного слоя и кристаллической коры.

В сейсмических разрезах земной коры эпигердинской платформы и краевой системы выделены шесть — девять границ. Характерной особенностью разрезов является наличие высокоскоростных пород между осадочным чехлом и фундаментом. Эти породы отнесены к пермотриасовым, поверхность их характеризуется $v_r = 5,7 \div 6,4$ км/с в пределах эпигердинской платформы и $v_r = 6,2 \div 6,4$ км/с в пределах краевой платформы. В центральных частях (куполах) Центрально-Каракумского и Султануиздагского сводов пермотриасовый комплекс отсутствует. Мощность осадочного слоя варьирует в пределах 2,9—6,2 км/с. В направлении к Центрально-Каракумскому своду значения граничных скоростей уменьшаются. В пределах эпигердинской платформы мощность гранитного слоя меньше мощности базальтового. Обратная картина соотношений мощностей этих слоев наблюдается в пределах Предкопетдагского прогиба и Амударьинской впадины. На границе М $v_r = 8,2 \div 8,4$ км/с. Следует отметить, что в пределах Центрально-Каракумского свода и Дарьялык-Дауданского прогиба выделены границы внутри верхней мантии с $v_r = 8,4 \div 8,8$ км/с.

В результате статистического анализа сейсмических данных составлена модель земной коры главных геотектонических элементов территории Туркмении. Основные параметры модели приведены в табл. 1—3.

В дальнейшем предполагается провести более тщательный анализ сейсмических данных, проанализировать геотермические,

Таблица 1

Основные параметры модели земной коры геосинклинальных областей Туркмении

Разрез земной коры	v_r , км/с	Мощность, км
Осадочный чехол	2,8—6,0	9—20
Высокоскоростной комплекс в низах осадочного чехла	5,2—6,2	2—8
Кристаллическая кора	6,3—7,0	17—27
Высокоскоростной слой в низах базальтов	7,6	—
Поверхность М	8,4—8,6	—

Таблица 2

Основные параметры модели земной коры Южного Каспия

Разрез земной коры	v_r , км/с	Мощность, км
Осадочный чехол	1,0—4,8	9—23
Уплотненные осадки	5,2—5,6	10—18
Базальтовый слой	7,2	12—10
Поверхность М	8,1	—

Таблица 3

Основные параметры земной коры эпигерцинской платформы и краевой системы

Разрез земной коры	v_r , км/с	Мощность, км
Осадочный чехол	2,9—6,2	3—12
Высокоскоростной слой в низах осадочного чехла	5,7—6,4	0—7
Гранитный слой	6,0—7,0	12—18
Базальтовый слой	7,2—7,5	14—24
Поверхность М	8,2—8,4	—

гравиметрические материалы, чтобы скорректировать модель, ввести параметры, характеризующие геолого-геофизические процессы, происходящие в недрах.

ABSTRACT

The territory of Turkmenia has been investigated by nearly all the known geological methods. At present, the preparation of a generalized geological and geophysical model of the Earth's crust of Turkmenia is under way. The first version of a statistical model is presented here, which has been made on the basis of the analysis of the numerous velocity and gravimagnetic data available.

Further trends are outlined for the construction of a more detailed model to be used as a reference with which observation results could be compared.

*Н. А. БЕЛЯЕВСКИЙ, Б. С. ВОЛЬВОВСКИЙ, И. С. ВОЛЬВОВСКИЙ
А. В. ЕГОРКИН, М. К. ПОЛШКОВ, Е. А. ПОПОВ, В. З. РЯБОЙ,
В. Б. СОЛЛОГУБ, А. В. ЧЕКУНОВ, Н. М. ЧЕРНЫШЕВ, Ю. Г. ЮРОВ
(ВНИИ Геофизика Мингео СССР, ИГ АН УССР, МГК АН СССР)*

ЗЕМНАЯ КОРА ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗАПАДА СССР (ПО ПРОФИЛЮ ЧЕРНОЕ МОРЕ — КАРСКОЕ МОРЕ)

Рассматриваемый профиль глубинного сейсмического зондирования является одним из самых протяженных в мире. Он пересекает с юга на север всю европейскую часть территории СССР, его длина превышает 3000 км. Профиль отрабатывался с перерывами около десяти лет. В силу физико-географических и сейсмогеологических условий, а также других причин, исследования на разных участках профиля проводились разными методами. На Черном море получены только годографы преломленных волн [4]. В Крыму и на Украинском кристаллическом массиве наблюдения проводились в основном по методике отраженных волн [6]. На участке профиля, пересекающем центральные районы европейской части РСФСР, использовалась методика непрерывного профилирования с получением систем встречных и нагоняющих годографов преломленных и отраженных волн [7]. В северной части профиля наблюдения велись по методике точечных зондирований при среднем расстоянии между пунктами регистрации 18 км. Результаты работ по отдельным участкам сводного маршрута неоднократно освещались в печати [1, 2, 4—8].

Основные итоги исследований представляются в виде сейсмического разреза земной коры и верхней мантии (рис. 1). Профиль с юга на север пересекает структуры Альпийского пояса, западную окраину Скифско-Туранской плиты и ряд крупных структур Европейской платформы. В пределах Альпийского пояса профиль проходит через глубоководную центральную часть Черноморской депрессии и Крымский мегантиклинорий. Черноморская депрессия характеризуется двуслойным строением коры. Верхний осадочный слой здесь имеет мощность до 12 км и скорость распространения сейсмических волн 3,5 км/с, что свидетельствует о малой уплотненности слагающих его отложений. Верхняя возможно большая часть разреза осадочного слоя несомненно кайнозойского возраста. Не исключена также вероятность наличия в ней меловых отложений. Вопрос о выделении домеловых отложений в осадочном слое Черноморской депрессии пока остается открытым; вероятно, здесь могут быть развиты и более древние части мезозойского разреза и даже палеозойские породы.

Основанием осадочного слоя служит поверхность с граничной скоростью около 7 км/с, обычно отождествляемая с кровлей ба-

базальтового слоя мощностью около 5—6 км. Ограничивающая базальтовый слой снизу поверхность М ($v_r = 8,2$ км/с), как и его верхняя граница, располагается субгоризонтально. Отмечено, что все перечисленные границы не затронуты сколько-нибудь крупными дизъюнктивными тектоническими нарушениями. Не дислоцирован и осадочный слой. В связи с этим фундамент Черноморской депрессии в общей структуре обрамляющих ее альпийских складчатых сооружений выступает как стабильный блок.

Сейсмический профиль проведен в той части Черноморской депрессии, где поле магнитных аномалий отличается наименьшей напряженностью. Значения магнитных аномалий здесь близки к нормальным. В пределах же соседних участков депрессии, где строение земной коры аналогично рассмотренному, отмечаются положительные магнитные аномалии высокой интенсивности. При этом их нижние кромки располагаются не только в коре, но и в верхней мантии, что свидетельствует о существовании в консолидированной толще земной коры и в верхней мантии Черноморской депрессии значительных физических неоднородностей, не отмеченных сейсмическими исследованиями.

Расчеты показывают, что Черноморская депрессия изостатически уравновешена [1]. Вместе с тем высокий уровень аномалий силы тяжести в редукции Буге, большие сейсмические скорости в консолидированной коре, а также их повышенные значения в верхней части мантии дают основание полагать, что на больших глубинах верхняя мантия под Черноморской депрессией должна быть частично разуплотнена.

Крымский мегантиклинорий и западная окраина Скифской плиты рассматриваются нами как единый блок фанерозойских структур, ограничивающих с юга Европейскую платформу. При этом Крымский мегантиклинорий выступает в качестве самостоятельной структуры, которая как по особенностям строения земной коры, так и по истории геологического развития существенно отличается от прилегающих районов Скифской плиты. Южное крыло Крымского мегантиклинория имеет подводное продолжение, характеризующееся выклиниванием гранитного и сокращением мощности базальтового слоев в сторону Черноморской депрессии. Причем депрессия и мегантиклинорий разделены зоной глубинных разломов, зафиксированных при сейсмических исследованиях. Осевая часть Крымского мегантиклинория характеризуется довольно глубоким (свыше 40 км) прогибом поверхности М, мощным (около 25 км) базальтовым слоем и сравнительно небольшой мощностью гранитной части коры. Фундамент альпийских складчатых сооружений Крымского мегантиклинория располагается на глубинах не более 4—5 км. Увеличение мощности коры под Крымским мегантиклинорием в настоящее время связывается с южным продолжением нижнепротерозойских структур Украинского массива, также характеризующихся глубокими корневыми системами.

Структуры западного окончания Скифской плиты отделены от Крымского мегантиклинория глубинным разломом. Другой глубинный разлом отчленяет их от южной окраины Европейской платформы. Для земной коры Скифско-Туранской плиты характерен также базальтовый слой (не менее 25 км), скорости вдоль поверхности которого составляют 6,8 км/с. В основании базальтового слоя здесь выделяется пласт повышенной скорости ($v_{пл} = 7,3$ км/с). Этот слой, как будет показано далее, прослеживается на север через всю Европейскую платформу с изменением скоростей в нем в пределах 7,0—7,6 км/с. Поверхность М сглажена и характеризуется граничной скоростью 8,1 км/с. В ее рельефе не находят отражения структуры, выделяемые по поверхности фундамента (даже такие крупные как, например, Каркинитский прогиб, амплитуда прогибания которого достигает 8 км). Это, возможно, свидетельствует о молодом возрасте формирования поверхности М, соизмеримом с временем образования Каркинитского прогиба.

В пределах Европейской платформы профиль пересек многие главные элементы ее структуры: Украинский и Воронежский кристаллические массивы, Московскую и Печорскую синеклизы, крупнейшие авлакогены и др. Украинский массив имеет незначительный по мощности

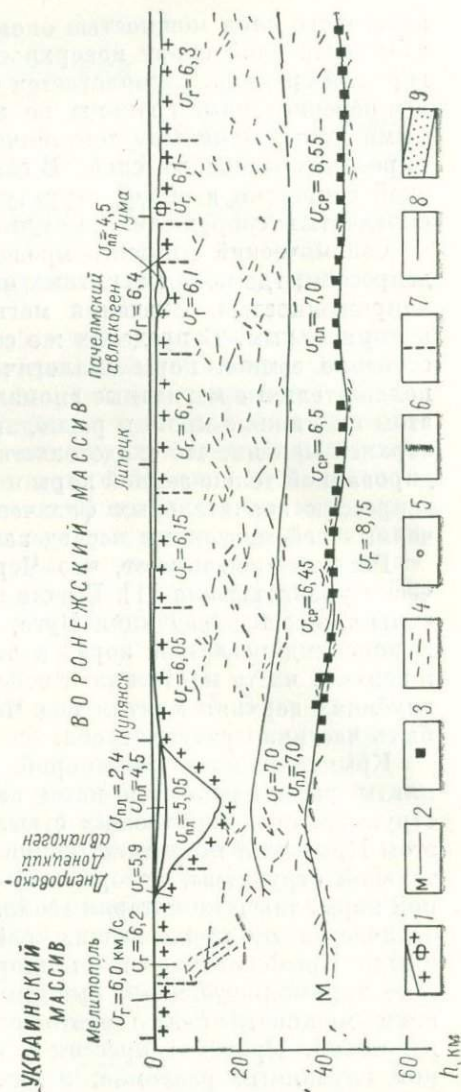


Рис. 1. Сейсмический разрез земной коры Черное море — Карское море.

1 — поверхность фундамента; 2 — поверхность М; 3 — глубины до поверхности М по данным преломленных волн; 4 — отражающие площадки; 5 — глубины, отрезанные по обменным волнам; 6 — зоны нарушений; 7 — контакты пород с различной скоростью распространения волн; 8 — линии равных скоростей пролонгированных сейсмических волн в верхней мантии (гунктир по неуверенным данным); 9 — слой пониженных скоростей

МОСКОВСКАЯ СИНЕКЛИЗА

ПЕЧОРСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Воркутинский
прогиб

Зона
Центрально-Русских
авлакогенов

Тиманский
кряж

Печорская
гряда

Колвинское
подняtie

Гряда
Чернышева

Воркута

Галич

Котлас

$U_r = 8,0$

$U_r = 6,15$

$U_{ср} = 3,5$

$U_r = 6,2$

$U_r = 8,0$

$U_{ср} = 4,35$

$U_r = 6,2$

$U_{ср} = 6,5$

$U_r = 8,2$

$U_{пл} = 6,9 \div 7,0$

$U_{ср} = 6,45$

$U_r = 8,3$

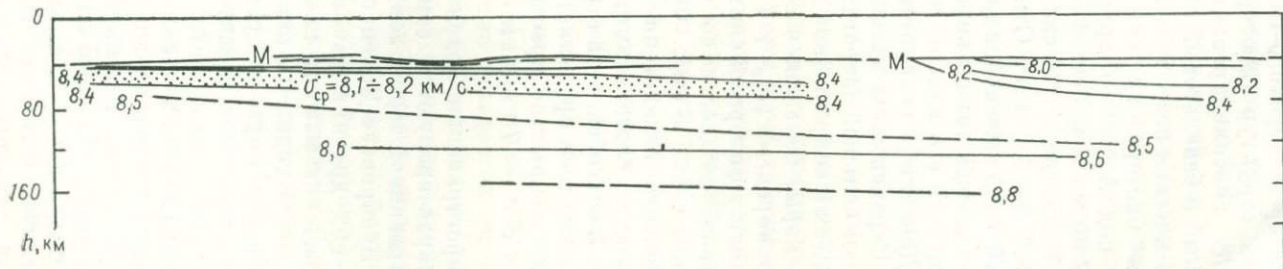
$U_r = 8,0$

$U_{ср} = 6,45$

$U_{пл} = 6,9 \div 7,0$

$U_r = 8,0$

h, км



чехол осадочных преимущественно кайнозойских отложений, под которыми на юге расположен Приазовский архейский блок, а на севере — Орехово-Павлоградская система нижнепротерозойских структур (протерозоид). По разделу с $v_r = 7,0 \div 7,2$ км/с консолидированная толща коры делится здесь на гранитный и базальтовый слои. Мощность первого в пределах Азовского массива невелика (10—12 км и менее). В области распространения протерозоид она изменяется от 16 до 20 км. Поверхность М под Азовским архейским блоком находится на глубинах 35—37 км и погружается на глубину около 50 км в пределах Орехово-Павлоградской системы протерозоид; v_r здесь изменяется от 8,2 до 8,4 км/с. Отмечено, что указанный ранее высокоскоростной слой в основании коры (над поверхностью М) отделен от вышележащей толщи коры поверхностью с $v_r = 7,6 \div 7,8$ км/с. Мощность его изменяется в пределах 4—7 км.

Днепровско-Донецкий авлакоген, располагающийся между Украинским и Воронежским массивами, различается от обеих этих структур как большой (вероятно, до 15—18 км) мощностью осадочного слоя, так и сокращенной (менее 20 км) мощностью консолидированной коры, большая часть которой представлена высокоскоростными породами ($v_{пл} = 7$ км/с). Осадочный слой включает не только толщу фанерозойских отложений, но и рифейские отложения большой мощности со скоростями распространения сейсмических волн около 5 км/с. Фундамент на северном борту Днепровско-Донецкого авлакогена образован архейскими гнейсами и гранулитами, слагающими, по-видимому, его наиболее прогнутую часть. Эта особенность строения земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена проявляется в том, что на сейсмических профилях, расположенных по простиранию этой структуры, преломленная волна с $v_r = 7$ км/с имеет наибольший интервал прослеживания.

Области распространения архея на Европейской платформе, как правило, характеризуются заметно сокращенными мощностями консолидированной толщи земной коры. То же наблюдается и в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена. Однако по сравнению со всеми другими районами мощность консолидированной толщи здесь оказывается наименьшей. Это дает основание предполагать наличие поднятия поверхности М и соответственно сокращение мощности коры в процессе авлакогенеза. Поверхность базальтового слоя под Днепровско-Донецким авлакогеном характеризуется скоростью $v_r = 7,4$ км/с. В гравитационном поле эта структура не выражена: значения Δg здесь сравнительно быстро увеличиваются с севера на юг от пониженных до высоких. Это, по-видимому, связано с тем, что высокоскоростные породы осадочного чехла имеют большую плотность, мало отличающуюся от плотности пород фундамента, а также с компенсирующим влиянием базальтового слоя и верхней мантии. В магнитном поле Днепровско-Донецкий авлакоген представлен отрицательными сла-

бодифференцированными значениями, близкими к нормальным. На бортах впадины отмечаются очень интенсивные высокочастотные аномалии, указывающие на резкое изменение глубины залегания фундамента и на его неоднородность.

Воронежский массив, как и Украинский, имеет чехол додевонских и каменноугольных отложений небольшой мощности, часто менее 1 км. Однако мощность быстро нарастает в стороны сопредельных Днепровско-Донецкого авлакогена и Московской синеклизы. В строении фундамента Воронежского массива участвуют протягивающаяся на юге Курская система протерозоид, сложенная различными кристаллическими сланцами, амфиболитами, джеспилитами и некоторыми другими метаморфическими породами ($v_r = 6,05$ км/с), и Воронежский блок гранитизованных в нижнем протерозое архейских гнейсов и гранулитов ($v_r = 6,15 \div 6,20$ км/с).

Строение консолидированной коры и ее скоростные параметры в пределах Воронежского массива довольно однородны, что, возможно, связано с активно проявленными в его пределах процессами раннепротерозойского (ранне- и позднекарельского) диастрофизма и регионально развитых метаморфических преобразований. В нижней части земной коры здесь прослеживается сравнительно тонкий (6—8 км) высокоскоростной слой с $v_{пл} = 6,9 \div 7,0$ км/с. Сколько-нибудь четкое разделение земной коры на гранитный и базальтовый слои здесь, как и в более северных участках профиля, отсутствует, хотя анализ распределения скоростей все же дает некоторые основания наметить уровень (на глубинах около 20 км), который в известных пределах может соответствовать поверхности базальтового слоя. Поверхность М располагается на глубинах свыше 45 км и характеризуется нормальным значением $v_r = 8,0 \div 8,15$ км/с. Она образует неглубокий прогиб, в пределы которого попадает не только сам Воронежский массив, но и Пачелмский авлакоген и сопредельные южные окраины Московской синеклизы. Общим для всех этих достаточно разнородных структур является широкое распространение в их фундаменте протерозойских комплексов, с формированием которых, по-видимому, и следует связывать характерные для рассматриваемого района повышенные мощности земной коры. Интересно, что структура довольно глубокого Пачелмского авлакогена не нашла отражения в рельефе поверхности М. Она не проявляется и в гравитационном поле. Очевидно, первое связано с небольшими размерами авлакогена по линии профиля, а второе — с компенсирующим влиянием заполняющих авлакоген высокоскоростных осадочных пород. В то же время на северном борту Пачелмского авлакогена выделяется блок фундамента с самыми высокими здесь значениями $v_{пл} = 6,4$ км/с, наблюдаются очень интенсивные положительные аномалии Δg и ΔT . Такое явление следует связывать с внедрением в земную кору в этом районе масс основных или ультраосновных пород.

В пределах Московской синеклизы осадочный чехол характеризуется мощностью 3—5 км, $v_{\text{ср}} = 3,5$ км/с. Только в пределах Центрально-Русских авлакогенов распространены рифейские и нижнепалеозойские отложения с $v_{\text{пл}} = 5$ км/с. На крыльях синеклизы основание осадочного чехла сложено толщами додевонского и каменноугольного возрастов с $v_{\text{пл}} = 4$ км/с. Фундамент Московский синеклизы гетерогенен. В ее южной части, в пределах Рязано-Саратовской и Московской систем протерозойд, он представлен кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами и гранитоидами [3]. Вдоль этих систем простираются Пачелмский авлакоген и зона Центрально-Русских авлакогенов. Севернее последней расположен обширный Северо-Двинский архейский блок, сложенный преимущественно гнейсами и гранулитами. С севера он обрамлен гнейсовыми сериями, прорванными интрузиями гранитоидов, образующих Мезенско-Вычегодскую систему протерозойд. Границами между указанными элементами тектонической структуры служат разломы регионального значения.

Особенности рельефа фундамента и его внутренней структуры находят в общем нечеткие отображения в распределении мощностей и скоростных параметров консолидированной коры. Так, фундамент в области Северо-Двинского блока и Рязано-Саратовской системы протерозойд выделяется несколько повышенными значениями скоростей (соответственно $v_r = 6,25$ и $6,30$ км/с), тогда как для других указанных выше систем протерозойд характерны более низкие скорости. Для Пачелмского авлакогена повышенные значения граничных скоростей вдоль фундамента коррелируются с высокими значениями средних скоростей в консолидированной толще коры ($v_{\text{ср}} = 6,55$ км/с) и магнитными аномалиями высокой интенсивности. Для Северо-Двинского массива консолидированная толща земной коры также характеризуется высокими значениями средних скоростей ($v_{\text{ср}} = 6,45$ км/с). Для других систем протерозойд уверенные данные о средних скоростях в земной коре не были получены.

В пределах Европейской платформы, как и в южных районах, в основании коры прослеживается слой с повышенными пластowymi скоростями ($v_{\text{пл}} = 6,9 \div 7,0$ км/с). Его минимальные мощности (6—7 км) отмечаются под Северо-Двинским архейским блоком, а максимальные (до 12 км) — под системами протерозойд. Последние в рельефе подошвы коры выделяются несколько повышенными (40—43 км) глубинами до поверхности М и соответственно сравнительно большими (36—37 км) мощностями консолидированной коры, чем под Северо-Двинским блоком. Граничные скорости вдоль поверхности М под архейским блоком больше ($v_r = 8,3$ км/с) значений этого параметра под системами протерозойд ($v_r = 8,0 \div 8,2$ км/с).

Тиманский край и Печорская синеклиза в фундаменте Европейской платформы образуют обособленный блок, сложенный ранними байкалидами. Осадочный чехол в пределах Тиманского

кряжа небольшой (менее 1 км), тогда как в Печорской синеклизе его мощность достигает 8—12 км. В районе Тимана фундамент характеризуется почти самыми низкими значениями скоростей ($v_r = 6$ км/с) и слабодифференцированными отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями, что свидетельствует о преобладании метаморфических пород. В центральной части Печорской синеклизы параллельно Тиманскому кряжу простираются Печорская гряда и Колвинское поднятие вместе с разделяющей их Денисовской впадиной. В области поднятий осадочный чехол интенсивно дислоцирован. Здесь же отмечаются разломы глубокого заложения. В строении осадочного чехла участвуют палеозойские отложения (начиная с ордовика), слагающие его главную часть, и маломощные мезозойские и кайнозойские толщи. Раннебайкальский складчатый комплекс делится на мио- и эвгеосинклинальные зоны, граница между которыми проходит вдоль юго-западной окраины Печорской гряды.

Глубина залегания поверхности М и соответственно мощность коры на всем протяжении рассматриваемых структур близка к 40 км. Под Тиманским кряжем поверхность М располагается несколько глубже 40 км, тогда как на отдельных участках Печорской синеклизы она нередко поднимается до отметок 38—39 км. Вследствие малой расчлененности поверхности М создается кажущееся представление о небольших различиях в строении коры в пределах названных выше разнородных элементов тектонической структуры. Рассмотрение же особенностей распределения скоростных параметров и мощностей коры показывает, что для миогеосинклинальной зоны характерны меньшие значения граничной скорости вдоль фундамента ($v_r = 6$ км/с), чем в пределах эвгеосинклинальной зоны. В том же соответствии распределяются и значения средних скоростей в консолидированной толще коры. Однако граничные скорости вдоль поверхности М характеризуются обратными соотношениями. Так, для миогеосинклинальной зоны типичны значения $v_r = 8,4$ км/с, а для эвгеосинклинальной зоны $v_r = 8$ км/с. Строение консолидированной толщи земной коры в эвгеосинклинальной зоне оказывается более сложным, чем в пределах миогеосинклинальной зоны. При этом относительно крутые изгибы слоев внутри нее отмечаются в зоне Центрально-Печорских дислокаций (Печорская гряда и Колвинское поднятие). Однако эти дислокации не находят сколько-нибудь четкого отражения в рельефе поверхности М, который, как отмечалось, является выровненным. Такое несогласное положение поверхности М по отношению к геологическим структурам дает основание предполагать, что ее возраст, вероятно, является более молодым, чем главная эпоха формирования структур. Правда, время формирования поверхности М едва ли выходит за пределы герцинского тектонического этапа.

Следует отметить, что высокоскоростной слой в основании коры ($v_{пл} = 6,9 \div 7,0$ км/с), наблюдавшийся в южных районах

Европейской платформы, отмечается и здесь. Наличие этого слоя под Печорской синеклизой позволяет предполагать, что фундаментом ранних байкалитид, как и в других рассмотренных районах, являются те же комплексы, которые служат основанием для архейских и протерозойских структур в других частях Европейской платформы.

Сведения об особенностях скоростного строения верхней части мантии получены на отдельных участках центральной части Черноморской впадины и на Воронежском массиве, а также вдоль всей северной части профиля и на участке Кинешма — Воркута. Для Воронежского массива отмечено увеличение скорости от 8,1 км/с на границе М до 8,2—8,3 км/с на глубине 15—20 км от нее. В пределах центральной части Черноморской впадины на глубине подошвы коры выделяется граница с резко увеличенной до 8,8 км/с граничной скоростью. Различия в строении верхней части мантии в Московской и Печорской синеклизах, вероятно, связаны с разной историей геологического развития, о чем свидетельствует изменение возраста складчатого фундамента от архея и протерозоя в Московской синеклизе и до рифея в Печорской.

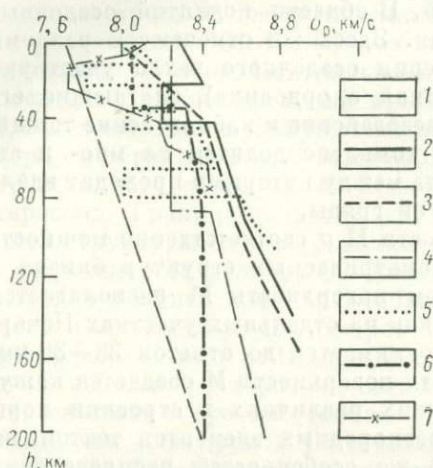


Рис. 2. Скоростные разрезы верхней мантии.

1 — стандартный для континентов в целом Джеффриса; для: 2 — Московской синеклизы, 3 — Печорской синеклизы, 4 — Канадского щита (Гудзонов залив [10]), 5 — то же (Онтарио — Квебек [9]), 6 — Северо-Американской плиты [11], 7 — Центрально-Французского массива (Тулон — Брест [12]); за поверхность отсчета глубин принята поверхность Мохоровичича

Приведенные факты указывают на глубинный характер заложения рассматриваемых структур и расположенного на их стыке Тиманского кряжа, а также, вероятно, свидетельствуют о влиянии на особенности развития земной коры происходящих в верхней мантии процессов. Интересно отметить, что понижение значений скоростей в верхней мантии отмечается по мере приближения к северной окраине континента — Северному Ледовитому океану (рис. 2). Аналогичной особенностью строения характеризуется также верхняя мантия в областях перехода от Евроазиатского и Американского континентов к Тихому океану [2].

ABSTRACT

The results of the deep seismic sounding along the Black Sea-Kara Sea line are presented. The line crosses major tectonic units of the eastern part of the European platform and those of the Alpine belt of the South USSR.

The Earth's crust and Upper Mantle of the European platform have been found to consist of significant horizontal inhomogeneities which are recognized in abrupt changes in the structure and physical properties of the sediments and basement and also in substantial variations in crustal and Upper Mantle velocities.

The comparison of the seismic results with magnetic and gravity data indicates that magnetic anomalies are mainly related with inhomogeneities in the upper part of the consolidated crust and are virtually not correlatable with deeper objects. Absolute values of the regional components of the Bouguer gravity anomalies reflect the intermediate depth of the Mohorovičić discontinuity and their local components are related to upper crustal inhomogeneities.

The depth to the M discontinuity has been found to increase in areas of Early Proterozoic structures and to decrease beneath uplifted and deeply eroded Archean blocks.

The age of the Moho formation within the pre-Riphean structural units of the basement in the European platform is supposed to be Early Proterozoic and in some areas (in Archean blocks of early stabilization) still older.

In the Pechora syncline the Moho age may correspond to the epochs of the formation of the early Baikaledes of the Timan Peninsula and of the Hercynides of the Urals. The formation of the M discontinuity in the area of the Skythian-Turanian platform and Crimea meganticlinorium seems to be related to the Hercynian or younger period.

The basement structural features are not reflected in the internal structure of the crust and in the topography of the M discontinuity. An exception is a large structural unit of the Dnieper-Donets aulacogen whose development was accompanied by uplifting of the Moho. At the same time many large tectonic units of different ages and geological histories are distinguished by not only particular crustal thicknesses and velocities but also by substantial velocity variations along the Moho discontinuity. This indicates that in addition to the entire crust, the Upper Mantle also participated in their formation.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с. с ил.
2. Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973. 208 с. с ил.
3. Гафаров Р. А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 82—94 с ил.
4. Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1972. 157 с. с ил.
5. Соллогуб В. Б. Глубинные сейсмические исследования на Украине. — «Геофизический сб. АН УССР», вып. 49. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 3—9 с ил.
6. Соллогуб В. Б., Чекунов Н. В. Результаты глубинного сейсмического зондирования. Украинская Советская Социалистическая Республика. — В кн.: Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 116—182 с ил.
7. Чамо С. С. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. 46, 1971, вып. 5, с. 27—33 с ил.
8. Чекунов Н. В. Строение земной коры и некоторые вопросы тектоники юга европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972. 174 с. с ил.
9. Ansorge G., Mueller S. The P wave structure of the Uppermost Mantle in Europe based on long range explosion observation. — «Z. für Geophysik», 1973, vol. 39, N 3, p. 385—394.

10. Barr K. G. Evidence for variations in Upper Mantle velocity in the Hudson Bay area. — «Paper Geol. Survey of Canada», 1968, vol. 53, p. 153—167.

11. Green R. W. E., Hales A. L. The travel times of P waves to 30° in the Central United States and Upper Mantle structure. — «Bull. Seismol. Soc. Amer.», 1968, vol. 58, p. 267—289.

12. Long range profiles in Western Europe. Fine structure of lower lithosphere in France. — «Z. für Geophysik», 1973, vol. 39, N 3, p. 363—384. Auth: A. Hirn, L. Steinmetz, R. Kind, K. Fux.

УДК 550.34 (47—13)】

А. А. БОРИСОВ, М. К. ПОЛШКОВ, А. В. ПОЛЯКОВ, Ю. К. ЩУКИН
(ВНИИ Геофизика Мингео СССР)

СЕЙСМОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ

Характеристика сейсмогенных структур рассматривается на примерах Тянь-Шаня и Кавказа (с Крымом). На их территориях по сейсмостатистическим данным выделены и околтурены высоко-, средне- и слабосейсмичные зоны. В пределах зон этих классов сейсмичности интенсивность наиболее сильных землетрясений достигает следующих величин: для высокосейсмичных, т. е. сейсмоопасных, зон $I_0 = 8$ балл, их энергетический класс $K \geq 14$, магнитуда $M > 5$; для среднесейсмичных $I_0 = 6 \div 7$ балл, $K = 11 \div 13$, $M = 4 \div 5$; для слабосейсмичных $I_0 < 6$, $K < 11$ и $M < 4$. В обоих описываемых регионах выделено примерно по 50 зон всех классов, в том числе высокосейсмичных в пределах Тянь-Шаня 13, Кавказа 14.

Для определения особенностей строения сейсмогенных структур, т. е. структур, с которыми связаны очаги сильных землетрясений, и выяснения их различий от структур, генерирующих лишь средние и слабые землетрясения, включая и фоновую сейсмичность, был привлечен большой набор геофизических данных. Они подбирались с расчетом осветить весь разрез литосферы, т. е. строение этажей с очагами сильных землетрясений, а также более глубоких, в недрах которых происходят тектонические и химические процессы. Предполагается, что эти процессы порождают силы, которые вызывают деформации земной коры, сопровождаемые сильными землетрясениями.

Геофизическая характеристика формировалась по данным 12 независимых геофизических полей, значения которых находились по равномерной сети с шагом $15 \times 15'$. Для всех зон отдельно были найдены средние значения M 12 полей, а по шести из них также их стандарты. Совокупность этих геофизических характеристик каждой зоны образовали ее 18-мерный вектор-признак. По каждому параметру проанализировали распределение его значений для разных классов сейсмичности. Оказалось, что большинству высокосейсмичных зон соответствуют определенные значения параметров, слабосейсмичным зонам — другие. Значения каждого параметра делили на три градации, обозначенные условными индексами 1, 3 и 5. Интервалы градаций выбирались с рас-

четом наибольшего возможного разделения по ним высоко- и слабосейсмичных зон. Путем подстановки в многомерные векторы-признаки зон вместо физических значений параметра индекса соответствующей ему градации эти многомерные векторы-признаки были преобразованы в безразмерные. Распределение градаций всех параметров по высокосейсмичным зонам Тянь-Шаня и Кавказа приведено в табл. 1.

В табл. 1 строки 1—7 относятся к Тянь-Шаню, 1а—7а — к Кавказу. В строках 1—3 дано число сейсмоопасных зон соответственно индексам градаций 1, 3 и 5; в строке 4 — индексы градаций-индикаторов сейсмоопасности, в строке 5 — относительная информативность градации-индикатора и параметра, которому она соответствует (в %), в строке — 6 количество информации, соответствующей параметру (в битах); в строке 7 — значения градации-индикатора (в физических величинах соответствующего параметра). В столбцах приведены наименования параметров: $H_{\text{пов}}$ — высота дневной поверхности; $h_{\text{ф}}$ — глубина до поверхности фундамента; $h_{\text{м}}$ — глубина до поверхности Мохоровичича (М); $\Delta g_{\text{Б}}$ — аномалии Буге; Δg_{is} — аномалии изостатические; $\Delta g_{\text{глуб}}$ — аномалии глубинные; $\Delta T_{\text{а}}$ — аномалии магнитные; $v_{\text{г. м}}$ — граничная скорость на поверхности М; $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость в земной коре; $p_{\text{м}}$ — давление на поверхности М; p_{60} — давление на глубине 60 км; Q — плотность теплового потока; m и σ — значения соответственно среднеарифметические и стандарта параметра.

Из табл. 1 следует, что для Тянь-Шаня в 11 геофизических параметрах из 18 выделяются градации, соответствующие половине или большему числу сейсмоопасных зон, а для Кавказа такие градации выделяются в 14 параметрах из 18. При этом лишь восемь параметров, включающих такие градации, являются общими для Тянь-Шаня и Кавказа. Очевидно, эти градации, преимущественно отвечающие сейсмоопасным зонам, и являются их индикаторами. Аналогично градации, преимущественно соответствующие сейсмобезопасным зонам, являются индикаторами последних. Однако информативность градаций-индикаторов, а также параметров, включающих их, неодинакова с точки зрения прогнозирования класса сейсмоопасности зон, которые характеризуются этими градациями. Информативность градации-индикатора и параметра, к которому она относится, приближенно может быть определена через отношение числа соответствующих ей сейсмоопасных зон к общему числу сейсмоопасных зон в заданном регионе. Однако более строго информативность $J(H)$ параметра и отвечающих ему градаций определяется через энтропию системы H , т. е. распределение числа зон обоих сравниваемых классов сейсмичности по градациям соответствующего параметра: $J(H) = -H_0 - H$, где $H_0 = 1$ — максимальная энтропия. Оба значения информативности параметров, выраженные в процентах и битах информации, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Номер строки	$H_{пов}$	$H_{пов}$	h_{ϕ}	h_M	h_M	Δg_B	Δg_B	Δg_{is}	Δg_{is}
	м	σ	м	м	σ	м	σ	м	σ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1	1	3	6	1	4	2	2	3
2	3	5	6	6	4	7	8	6	3
3	9	7	4	1	8	1	3	5	7
4	5	5	—	—	5	3	3	—	5
5	69	54	46	46	62	58	62	46	54
6	0,66	0,47	0,10	0,46	0,46	0,67	0,43	0,22	0,23
7	>1,75	>0,85	—	—	>2,8	-(200-105)	17-28	—	>15,5
1a	1	2	—	11	5	9	1	3	2
2a	4	12	8	2	3	3	7	8	7
3a	9	—	6	1	6	2	6	3	5
4a	5	3	3	1	—	1	3	3	3
5a	64	86	57	77	43	64	50	57	50
6a	0,31	0,75	0,20	0,36	0,02	0,23	0,36	0,07	0,15
7a	>0,3	0,2-0,5	-(10-5)	<-43	—	<-50	15-22	0-20	14-28

Продолжение табл. 1

Номер строки	$\Delta g_{глуб}$	$\Delta g_{глуб}$	ΔT_a	ΔT_a	$v_{г. M}$	$v_{ср}$	p_M	p_{∞}	Q
	м	σ	м	σ	м	м	м	м	м
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	2	4	6	2	4	3	1	2	5
2	9	6	5	9	4	7	7	6	5
3	2	3	1	2	5	3	5	5	3
4	3	—	1	3	—	3	3	—	—
5	69	46	50	69	38	54	54	46	38
6	0,15	0,05	0,21	0,22	0,09	0,04	0,36	0,07	0,15
7	-(45-0)	—	<-15	70-130	—	6,4-6,5	12,5-15,0	—	—
1a	—	6	4	2	2	3	2	2	3
2a	6	5	5	6	9	7	7	5	3
3a	8	3	4	5	3	4	5	7	8
4a	5	—	—	—	3	3	3	5	5
5a	57	43	38	46	64	50	50	50	57
6a	0,28	0,01	0,26	0,36	0,07	0,10	0,14	0,05	0,09
7a	>200	—	—	—	8,0-8,2	5,8-6,0	10,5-12,5	>17,2	>13

Из рассмотрения данных табл. 1 следует, что нет ни одного параметра, одна градация которого соответствовала бы всем сейсмоопасным зонам. Заметим, что такой градации нет и для сейсмотезопасных зон. Также нет ни одной зоны как сейсмоопасной, так и сейсмотезопасной, которой отвечали бы все градационные индикаторы соответствующего рода. Из этого следует, что зоны заданного класса сейсмичности могут значительно различаться между собой наборами информативных градаций, т. е. структурно-геофизическими особенностями своего строения. Выяснилось, что высокая сейсмичность каждой конкретной зоны определяется не полным набором геофизических признаков-индикаторов для сейсмоопасных зон исследуемого региона в целом, а сочетанием лишь нескольких из них.

Для более строгого решения вопроса о геофизических признаках и их наборах, характерных для зон разного класса сейсмичности и позволяющих прогнозировать степень сейсмоопасности, нами был проведен специальный анализ безразмерных многопризнаковых векторов ряда сейсмоопасных и сейсмотезопасных зон, принятых в качестве эталонных для соответствующих классов сейсмичности. Он основывался на ассоциативном принципе распознавания образов и заключался в такой обработке распределения градаций-индикаторов 18 геофизических параметров по многопризнаковым безразмерным векторам эталонных сейсмоопасных и сейсмотезопасных зон, которая позволила перестроить образующие их совокупности градаций в единый обобщающий геофизический параметр S . Этот параметр, таким образом, представляет собой функцию совокупности характеристик геофизических параметров, образующих безразмерный вектор зоны: $S = f(j_1, j_2, \dots, j_{18})$. Обобщающий параметр S выражается условными баллами. В большинстве случаев его значения сильно различаются для зон разных классов сейсмичности. Так, для ~80—85% эталонных сейсмоопасных зон $S = \text{VIII—X}$ усл. балл, для такой же части или еще большей эталонных сейсмотезопасных зон $S = \text{II—V}$ усл. балл. Наконец, для большинства экспериментальных среднесейсмичных зон $S = \text{VI—VII}$ усл. балл, но для нескольких из них достигает значений VIII—X усл. балл, что служит свидетельством их высокой потенциальной сейсмоопасности. Что же касается несколько заниженной оценки эталонных сейсмоопасных Ялтинской и Фрунзенской зон ($S = \text{VII}$ усл. балл), то это, по-видимому, является результатом больших общих различий их тектоно-геофизических характеристик от характеристик большинства зон Кавказа и Тянь-Шаня, по которым вырабатывались правила, положенные в основу формирования баллов S . Таким образом, параметр S в основном четко различает зоны разной степени сейсмичности. Однако он действует только в пределах того региона, по данным которого разработаны правила его формирования, т. е. выделены совокупности признаков, образующих его. Для любого другого региона параметр S должен

формироваться на основании признаков, выработанных непосредственно для заданного региона. Это отчетливо устанавливается из различных наборов и их значений градаций индикаторов сейсмоопасности Тянь-Шаня и Кавказа. Указанный вывод относится и к градациям-индикаторам сейсmobезопасности названных регионов.

По обоим рассматриваемым регионам раздельно была найдена связь между I_0 (сила землетрясений) и S (мера сходства)¹. Оказалось, что она выражается принципиально одинаковыми уравнениями регрессии с различными коэффициентами: для Тянь-Шаня $I_0 = 0,3 S + 5,7 \pm 0,9$ балл, для Кавказа $I_0 = 0,2 S + 5,8 \pm 0,5$ балл. Такая корреляция между I_0 и S , с одной стороны, свидетельствует о том, что сформированные на основании геофизических данных условные оценки меры сходства действительно могут служить индикаторами степени сейсмоопасности, а с другой — структуры, близкие по значению сейсмоопасности, могут сильно различаться по своему глубинному строению и аномалиям потенциальных геофизических полей. Иными словами, одинаковые следствия могут быть результатом разных причин.

Рассмотрим это на конкретных примерах сейсмоопасных зон. В табл. 2 приведено распределение и сочетание градаций-индикаторов по десяти зонам Тянь-Шаня и Кавказа (с Крымом). В строках 1 и 2 дано совпадение градации-индикатора соответственно по трем и двум внутренним зонам Тянь-Шаня, в строках 3 и 4 — то же, по трем и двум внешним зонам Тянь-Шаня, в строке 5 — совпадение градации по четырем и пяти его внутренним и внешним зонам, в строках 6 и 7 — совпадение градации-индикатора соответственно по трем и двум зонам Кавказа, в строке 8 — совпадение градации-индикатора Ялтинской зоны с двумя из трех зон Кавказа, в строке 9 — все совпадения по двум и трем градациям-индикаторам Ялтинской и Кавказских зон.

Выборка, иллюстрируемая табл. 2, образована десятью сейсмоопасными зонами из 27 Тянь-Шаня и Кавказа: тремя зонами внутренних районов Тянь-Шаня (Душанбинская, Пржевальская, Чаткальская), тремя зонами внешних районов (Ташкентская, Фрунзенская, Алма-Атинская), тремя зонами разных районов Кавказа (Махачкалинская, Шемаханская, Нахичеванская) и одной Крымской зоной (Ялтинская). Как видно из этих данных, существенно различаются не только структурно-геофизические характеристики регионов в целом, но и отдельных зон, даже соответствующих примерно единым областям. Так, наибольшее число совпадений градаций-индикаторов — пять из 11 — по всем зонам характерно только для внутренних областей Тянь-Шаня. Для внешних областей Тянь-Шаня таких совпадений по всем зонам

¹ Строже было бы провести корреляцию S не с I_0 , а с очаговыми параметрами сейсмичности M , либо K . Однако эти параметры сейсмичности в региональном плане коррелируются между собой и, кроме того, I_0 имеет наибольшее практическое значение.

Таблица 2

Номер строки	$H_{пов}$	$H_{пов}$	h_{ϕ}	h_M	h_M	Δg_B	Δg_B	Δg_{is}	Δg_{is}
	м	σ	м	м	σ	м	σ	м	σ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	+	0	-	-	-	0	0	-	+
2	0	+	-	-	+	+	+	-	0
3	0	+	-	+	-	+	0	-	-
4	+	0	-	0	-	0	+	-	-
5	5	5	-	-	-	5	4	-	-
6	0	0	0	+	-	0	-	-	-
7	+	+	+	0	-	+	-	-	-
8	-	+	+	0	0	0	0	0	0
9	2	3	3	3	0	2	0	2	0

Продолжение табл. 2

Номер строки	$\Delta g_{глуб}$	$\Delta g_{глуб}$	ΔT_a	ΔT_a	$v_{г. М}$	$v_{ср}$	P_M	$P_{св}$	Q
	м	σ	м	σ	м	м	м	м	м
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	+	-	+	+	-	0	0	-	-
2	0	-	0	-	-	+	+	-	-
3	-	-	-	-	-	-	+	-	-
4	-	-	-	-	-	-	0	-	-
5	4	-	-	4	-	-	5	-	-
6	+	-	-	-	0	0	-	-	-
7	-	-	-	-	+	+	+	-	-
8	0	0	0	0	+	0	0	0	0
9	3	0	0	0	3	2	2	0	2

Примечание. [Нуль—градация, не определяющая степень сейсмической опасности.]

лишь три из 11, а для трех зон Кавказа всего два, но уже из 14 возможных, а также Ялтинской зоны с двумя любыми из описываемых зон Кавказа. При этом лишь семь параметров являются информативными в рассматриваемых десяти зонах обоих регионов. Таким образом, несмотря на то, что нет ни одного геофизического параметра, который строго выделяет все сейсмоопасные зоны, наборы геофизических параметров при комплексной интерпретации обеспечивают объективное и надежное (~80% и выше) распознавание зон разного класса сейсмоопасности.

A statistical complex analysis of 18 geophysical parameters made for several seismically active structures of the South USSR has shown that only part of geophysical parameters are informative on seismic activity. For these parameters intervals of values (grades) have been distinguished, which are characteristic of seismically active reference structures, and also those representative for reference inactive ones. These grades serve as indicators of variably seismic structures. The grades are established for 14 out of the 18 analysed geophysical parameters obtained for the Caucasus and for 11 out of 18 for the Tien-Shan. However, not a single parameter possesses a gradation corresponding to all the structures of a given seismicity class. Also, not a single seismic structure is marked by all the grades, indicators of high seismicity. Seismogenic structures, even those equally seismic, have their own individual combinations making 50 to 80 per cent of the total number of grades (indicators), i. e. they greatly differ from one another in structural — geophysical characteristics.

A system of transformation of the sets of all geophysical parameters to one feature, «similarity criterion» (S), is presented. According to the S values, the Caucasus and Tien-Shan regions have been subdivided into seismic areas. A linear regression has been established between values S and seismicity values I_0 of the territories in question.

УДК 552 (1/9) : 551.14

Н. Б. ДОРТМАН
(ВСЕГЕИ Мингео СССР)

ПЕТРОФИЗИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО И ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Обширная геологическая литература, посвященная магматизму и тектонике, свидетельствует о сходных позициях большинства исследователей по вопросу образования различных естественных ассоциаций магматических пород (формаций) в процессе геосинклинального, орогенного и платформенного этапов развития земной коры [1]. В то же время сложность формационного анализа и неоднозначность выделения конкретных формаций делает целесообразным привлечение новой информации — физической характеристики горных пород. Наиболее перспективно использование данных о плотности, скорости упругих волн и магнитных свойствах, связь которых с составом и структурой изучена на тысячах образцов, а пространственное распределение пород с различными свойствами может быть выяснено на основании анализа гравитационных и магнитных полей, а также сейсмических разрезом.

Физические свойства горных пород обусловлены внутренней энергией систем, условиями их образования и дальнейшего изменения. Для магматических пород характерна глубокая связь их физических свойств с кристаллохимическими особенностями ми-

нералов и атомным строением элементов [1]. Для каждой крупной петрографической группы пород (габбро, базальты, диориты, андезиты и др.) наблюдается значительная вариация плотности (до $0,1-0,2 \text{ г/см}^3$), но массивы различных формаций представлены плотностными группами с небольшой дисперсией σ ($0,03-0,05 \text{ г/см}^3$) в связи с образованием петрографических разновидностей с более постоянными минеральным составом и структурой. Наличие корреляционной связи между плотностью магматических пород и скоростью упругих волн позволяет распространять плотностную более изученную характеристику на упругие свойства пород.

Диапазон значений намагниченности и магнитной восприимчивости петрографических групп пород составляет десятки тысяч единиц СГС, но для отдельных формаций наблюдается выдержанная характеристика свойств при небольшой дисперсии параметров. По контрастным особенностям магнитных параметров магматических пород среди них выделяются два класса: ферро-парамагнитный и ферромагнитный. Для ферро-парамагнитного класса типично проявление смешанной природы магнетизма — парамагнитной, обусловленной лейкократовыми и темноцветными минералами, и ферромагнитной, создаваемой [микропримесями ранней генерации, постоянно присутствующими в зернах темноцветных минералов (биотит, амфибол, пироксен)]. Собственно парамагнитная восприимчивость χ минералов и пород, как показали последние

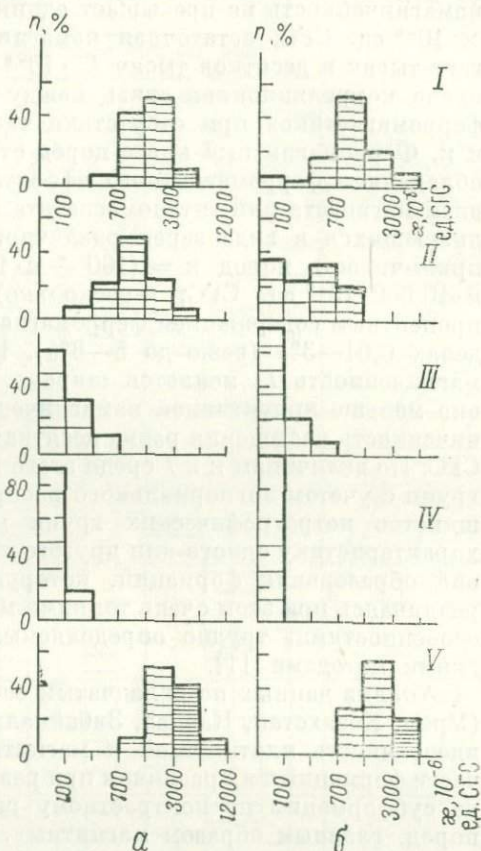


Рис. 1. Магнитная восприимчивость гранодиоритов (а) и гранитов (б) разных формаций (Казахстанская, Байкальская, Сихотэ-Алиньская складчатые области; число образцов — более 2000).

I — габбро-диорит-гранодиоритовая формация; II — гранит-гранодиоритовая формация, ферромагнитная субформация; III — то же, парамагнитная субформация; IV — гранитовая формация; V — гранит-граносиенитовая формация

исследования [2], не превышает $20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, а суммарное значение κ может составлять до $(50-100) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС за счет микропримесей ферромагнетиков. Естественная остаточная намагниченность не превышает единиц или десятков (реже) $I_n \times 10^{-6}$ ед. СГС, остаточная намагниченность насыщения достигает тысяч и десятков тысяч $I_{rs} \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Для пород установлена корреляционная связь между I_{rs} и весовым содержанием ферромагнетиков при отсутствии такой связи между последней и κ . Ферромагнитный класс пород отличается существенным преобладанием ферромагнитного эффекта, обусловленным присутствием магнетита или титаномагнетита поздней генерации, кристаллизующихся в виде зерен различного размера. Магнитная восприимчивость пород $\kappa = (100 \div n \cdot 1000) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС (реже до $n \cdot 10\,000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; n -несколько) коррелируется с весовым процентным содержанием ферромагнетиков, изменяющимся в пределах 0,01—3% (реже до 5—8%). Естественная остаточная намагниченность I_n меняется широко, но для большинства пород она меньше индуктивной намагниченности I_i . Остаточная намагниченность насыщения равна десяткам и сотням тысяч $I_{rs} \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. По величинам κ и I среди этого класса пород выделяется ряд групп с учетом логнормального распределения параметров. Большинство петрографических групп магматических пород имеют характеристику одного или другого класса в зависимости от условий образования формаций, которую они составляют (рис. 1), различаясь при этом очень тонкими минеральными и химическими особенностями, трудно определяемыми обычными петрографическими методами [1].

Анализ данных по складчатым сооружениям разного возраста (Урал, Казахстан, Кавказ, Забайкалье, Дальний Восток) показал идентичность плотностной и магнитной характеристик большей части формаций и их различия при разделении некоторых формаций на субформации по контрастному различию физических свойств пород, главным образом магнитных. Кроме того, по физическим характеристикам формации, близкие по времени образования, оказываются сходными, в то время как другие имеют четко выраженные индивидуальные особенности.

На рис. 2 приведена упрощенная схема петрофизических групп магматических формаций, выделенных на основании общности или различия физических характеристик пород. С целью исключения влияния вторичных изменений, таких как серпентинизация, амфиболитизация, метадиагенез, существенно изменяющих магнитные свойства и плотность пород, принималась характеристика неизменных разностей. В одну группу объединялись интрузивные формации (или субформации) и их комагматичные эффузивные аналоги, что позволило учесть влияние фациальных условий кристаллизации. Для характеристики глубины первичных магматических очагов и состава магм использованы петрологические и сейсмологические данные [3]; нижнекоровые и верх-

некоровые очаги выделены соответственно по ферромагнитной или ферро-парамагнитной характеристикам пород формаций [1].

Геосинклинальный этап начинается с гипербазитовой группы. Это образования глубинных мантийных слоев (гипербазиты габ-

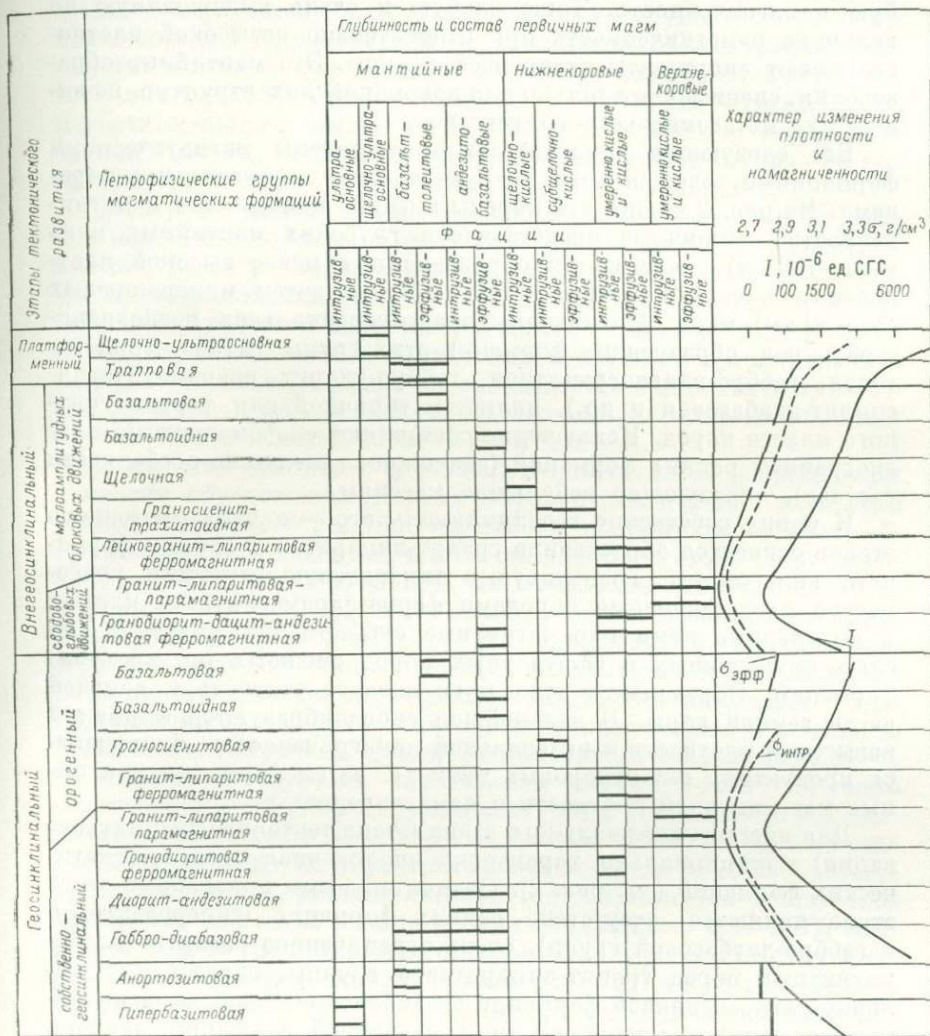


Рис. 2. Петрофизические группы магматических формаций различных этапов развития земной коры

бро-перидотитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций), обладающие очень высокой плотностью и слабой намагниченностью ($\sigma = 2,9 \div 3,4 \text{ г/см}^3$, $I = (10 \div 300) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), чем резко

различаются от габброидных пород ранних формаций. Глубина образования оценивается в 100—200 км; многие исследователи указывают на внедрение гипербазитов как протрузий, что, вероятно, и определяет их специфическую характеристику, в частности, слабую намагниченность. Тоже слабую и очень выдержанную по величине намагниченность при относительно невысокой плотности имеют анортозиты следующей группы. Это мантийные образования, специфичные только для докембрийских структур, по-видимому, метасоматического генезиса.

Все следующие образования представлены магматическими формациями, сложенными интрузивными и эффузивными породами. Из рис. 2 видно, что породы высокой плотности и намагниченности — типичные представители глубоких мантийных магм (100—150 км) — сменяются образованиями менее высокой плотности в начале мантийных (50—100 км), затем нижнекоровых (30—50 км) магм. Магнитная характеристика всех разновидностей пород, образующих формации этих групп (габбро-перидотитовая, габбро-плаггиогранитная, габбро-диорит-гранодиоритовая, спилит-диабазовая и др.), является типичной для ферромагнитного класса пород. Исключение составляют слабомагнитные плаггиограниты ранних формаций (возможно, вследствие особенности состава), образующие небольшие массивы.

К концу собственно геосинклинального — началу орогенного этапов относится образование гранит-липаритовой группы формаций, включающей гранитовую и липаритовую формации, повсеместно представленные породами ферро-парамагнитного класса, и выделенные нами парамагнитные субформации умеренно кислых интрузивных и эффузивных пород смежных (по времени) формаций. Образование этих магм следует относить к верхней части земной коры. В дальнейшем снова образуются формации невысокой плотности и интенсивной намагниченности, являющиеся продуктами нижнекоровых магм, и затем формация мантийных магм высокой плотности и намагниченности.

Для внегеосинклинального этапа (этапа тектонической активации) принципиально характерна аналогичная схема магматических формаций (см. рис. 2). Отличительными признаками этого этапа являются: отсутствие ранних формаций (гипербазитовой и габбро-диабазовой групп), очень ограниченное развитие слабомагнитных пород гранит-липаритовой группы, образование щелочно-ультраосновной формации с наиболее высокой намагниченностью пород и трапповой ферромагнитной формации, широко представленной на платформах.

Таким образом, для геосинклинального и внегеосинклинального этапов развития земной коры четко выражена направленность процессов — прогрессивного на этапах собственно геосинклинальном и сводово-глыбовом, характеризующегося постепенным перемещением магматических очагов от глубинных недр к верхней части коры, и регрессивного, отражающего обратную последова-

тельность и приуроченного к этапам орогенному и малоамплитудных блоковых движений. Соответственно происходит изменение составов магм и пород и их физических свойств. В прогрессивных рядах формаций фемические минеральные ассоциации пород постепенно сменяются сиалическими, понемногу уменьшается плотность пород, а также градиент ее изменения. Концентрация позднемагматического магнетита и титаномагнетита понижается (от 3—5 до 0,1—0,05%), затем обнаруживаются только микропримеси магнетита; намагниченность уменьшается от тысяч до нескольких единиц 10^{-6} ед. СГС. Для регрессивных рядов обоих этапов типично зеркальное отображение процессов и свойств.

В разрезах мантии и земной коры также наблюдается постепенное изменение состава от фемического к сиалическому, уменьшение плотности и скорости распространения упругих волн, понижение градиента изменения обоих параметров. Характерной особенностью является наличие ступеней с резким градиентом σ и v_p , отражающихся в сейсмических границах (Мохоровичича и др.). По-видимому, расплавление вещества в магматических очагах приводит к выравниванию состава магм и латеральных неоднородностей в нижней части коры и мантии.

Изменения плотности формаций и плотностного разреза коры и мантии обусловлены главным образом различием в плотности упаковки атомных решеток минералов. В ряду гипербазит-габбро-диорит-гранит средняя плотность упаковки атомов в кристаллической решетке образующих их минералов меняется на 20%, а атомная масса на 5%. Это позволяет сделать вывод о превалирующей роли в образовании пород разного состава и плотности термодинамических условий начальной кристаллизации магм, их глубинности и состава. Подобная зависимость наблюдается при образовании метаморфических пород разных состава и плотности в условиях различных фаций регионального метаморфизма.

Какова же причина образования магматических формаций с различной магнитной характеристикой, в том числе пород одинаковых петрографических групп? Анализ вещественного состава рассмотренных групп формаций показывает, что во всех образованиях, включая формации кислого состава, имеется достаточное количество железа и кислорода для образования 0,1—3,0% магнетита или титаномагнетита, определяющих ферромагнитную характеристику пород. Однако в одних формациях почти все железо (за исключением 0,01—0,0001%) входит в состав силикатных минералов, в других — частично кристаллизуется в ферромагнетиках. Из сопоставления схемы (см. рис. 2) изменения намагниченности пород в прогрессивных и регрессивных рядах формаций с изменением плотности образований следует, что ведущим фактором, определяющим кристаллизацию магнетита (титаномагнетита), является термодинамический режим образования первичных магматических очагов и начала раскристаллизации магм. Это находит объяснение с позиции общей теории кристалли-

зации магм Ф. К. Шипулина, из работ которого (1969 г.) следует, что магматическая и кристаллизационная дифференциации ювенильного вещества в глубинных очагах определяют главные особенности состава интрузивных пород, а вследствие близости энергии решеток железа при достаточной активности способно в расплаве конкурировать с Si и особенно с Al за связи с кислородом и давать с ним собственные группы. Можно считать, что активность железа, определяющая образование магнетита, повышается в условиях давлений и температур, свойственных мантийным магмам, возникающим в нижней части коры, и становится недостаточной в верхнекоровых очагах. Несомненно и влияние исходного состава, в первую очередь содержания железа, на образование магнетита. Так, в гранитоидах с ферромагнитной и ферро-парамагнитной характеристиками наблюдаются очень тонкие, но весьма стабильные различия, выражающиеся в разном соотношении K—Fe—Na и Mg—Fe—Ca. В минеральном составе пород эти различия отражаются в образовании более магниальных разновидностей темноцветных минералов в магнитных породах и более железистых разновидностей — в слабомагнитных [2]. Слабая намагниченность гипербазитов, анортозитов и эклогитов позволяет считать, что имеются предельно высокие термодинамические условия, при которых ферромагнетитики не образуются.

Анализ пространственного развития формаций различной плотности и намагниченности показывает их приуроченность к определенным тектоническим структурам. Формации плотных и магнитных пород собственно геосинклинального этапа характерны для синклинорных зон, прогибов, зон глубинных разломов; формации магнитных пород средней плотности типичны для структурно-формационных зон с эвгеосинклинальным режимом развития. Слабромагнитные породы гранит-липаритовой группы занимают обширные площади. Гранитоиды образуют огромные батолитоподобные массивы в антиклинорных зонах большинства складчатых структур, более мелкие массивы в структурно-формационных зонах с миеосинклинальным режимом, слагают фундаменты срединных массивов; эффузивные формации образуют обширные пояса. Более поздние формации связаны с разломной тектоникой. При этом внегеосинклинальные формации локализуются в отдельных поясах и зонах [1].

Различная интенсивность магматических и тектонических процессов определяет разное строение складчатых областей и систем. По магнитной и плотностной характеристикам формаций представляется возможным выделить крупные структуры, различающиеся по магнетизму и характеру термодинамических процессов в мантии и земной коре в прошлые геологические эпохи. Так, Байкальская зона глубинных разломов выделяется как особая зона, в которой от раннего протерозоя до мезозоя специфический термодинамический режим обусловил постоянное плавление мантийных и нижнекоровых толщ и образование мантийных интрузивов.

зий различного состава. К этой зоне приурочен Байкальский рифт. В настоящее время она является зоной повышенной сейсмической активности. Выделяется ряд крупных жестких блоков, образованных парамагнитными формациями в протерозое и палеозое, в дальнейшем не претерпевших существенных изменений (Витимский, Зачикийский, Карельский). Наблюдаются крупные линейные структуры с последовательным смещением магматических очагов по вертикали и латерали (в наклонном направлении), свидетельствующим о сложном изменении термодинамических условий в мантии и коре. Такое смещение в Сихотэ-Алинской области может быть связано, по-видимому, с погружением океанической коры под континентальную.

Формационный анализ магматизма регионов является основой металлогенического районирования и прогнозирования. Наблюдается связь между физическими свойствами пород и руд и приуроченность месторождений различных полезных ископаемых к формациям с определенной физической характеристикой. Так, с наиболее плотными породами — гипербазитами и габбро — связаны месторождения руд высокой плотности — хромитовых, магнетитовых, медно-никелевых; к магматическим породам с наименьшей плотностью приурочены месторождения графита, слюды и олова. Следует особенно подчеркнуть различную минерализацию гранитоидных субформаций, выделяющихся по магнитной характеристике. С ферро-парамагнитными образованиями связаны месторождения олова, вольфрама, графита и слюды, с ферромагнитными — месторождения молибдена, вольфрама, золота и полиметаллов. В пределах месторождений вследствие гидротермально метасоматических процессов физическая характеристика пород становится аномальной для заданной формации, что может быть использовано при крупномасштабном прогнозировании.

Различие в физической характеристике разноформационных образований открывает широкие возможности для применения геофизических методов с целью выделения магматических формаций в открытых регионах и под толщей осадочных пород, а также для установления погребенного структурного плана раннестадийных формаций и формаций древнего тектономагматического цикла в областях полициклического развития. При интерпретации аэромагнитных карт в связи с этим устанавливается определенный парадокс. Областью образования магнитных пород — магматических и метаморфических (амфиболитовой и гранулитовой фаций) — является нижняя часть земной коры и мантии. В верхней части коры формируются слабomagнитные породы — магматические, метаморфические (зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций) и осадочные. В то же время в результате подъема магм, тектонических процессов и эрозии именно верхняя часть земной коры является наиболее магнитоактивной и главным образом обуславливает наблюдаемое в настоящее время аномальное магнитное поле. Магнитные образования в нижней

части коры влияют на ΔT_a в значительно меньшей степени, а их выделение весьма сложно. Мантийные образования содержат магнетит или титаномагнетит, но из-за потери ферромагнитного состояния в магнитных полях не проявляются. Однако оценка термодинамических режимов земной коры и мантии в прошлые эпохи может быть сделана по физическим свойствам пород (в том числе по магнитным), выведенных на современный эрозионный срез земли.

ABSTRACT

Natural assemblages of magmatic rock (formations) have similar petrophysical characteristics in folded regions and platforms of different ages in case of identity of the compositions of magmas and thermodynamic conditions of their formation and crystallization. During the geosynclinal period of the crust evolution two series of formations can be identified and during the non-geosynclinal — the same series but in the reduced form. The progressive series is characterized by the decrease of density, velocity, and magnetization (3,1—2,6 g/cm³; 7,5—5,0 km/s; (n. 1000—n. 10) · 10⁻⁶ CGS). This means that the mantle magmas were replaced by lower crustal and then by upper crustal ones. The regressive series is distinguished by a reversed succession of the variation of properties and processes.

Physical properties, especially magnetic ones are very helpful for formation analysis. Highly contributive is the subdivision of granitoid and dacite-liparite formations into ferromagnetic and paramagnetic subformations as the respective products of the lower crustal and upper crustal magmas and carriers of different endogenic mineralization. Evaluation of the thermodynamic conditions of the Mantle and crust which existed in former geological epochs makes it possible to identify various tectono-magmatic region and zones.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Д о р т м а н Н. Б. Петрофизическая характеристика пород типичных магматических формаций. — «Советская геология», 1974, № 7, с. 13—30 с ил.
2. П а р а - и ферромагнетизм магматических пород. — «Геофизический сборник», вып. 60. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 86—92. Авт.: Н. Б. Дортман, Э. Я. Дубичик, И. В. Розенталь, А. С. Никифорова.
3. Ш е й н м а н н Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с. с ил.

УДК 550.83 + [552.1 : 53] : 553.9 (470.13)

В. В. ГРЕЧУХИН

(ВНИИ Геофизика Мингео СССР)

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО УГОЛЬНОГО БАСЕЙНА

Геолого-геофизическая классификация угленосных пород служит научной основой при детальном изучении литологии разрезов угольных месторождений, определении вещественного состава и физико-механических свойств углей и вмещающих их пород с помощью геофизических методов. Она необходима для познания

закономерностей преобразования угленосных пород в процессах их диагенеза и эпигенеза.

В практике разведки угольных месторождений при огромном количестве извлекаемого керна массовое его изучение ограничивается визуальным описанием. В лабораториях исследуется лишь малая часть керна. Выход керна — обычно неполный, особенно из ослабленных пород, залегающих в кровле и подошве угольных пластов, являющихся наиболее важным объектом исследования. Применяемыми геофизическими методами удастся лишь качественно разграничить разрез на основные литологические типы (литотипы) без характеристики их вещественного состава и цемента.

Детальное изучение литологического состава пород, вмещающих уголь, имеет важное значение для выявления новых месторождений, корреляции разрезов скважин, выявления тектонических нарушений, познания горно-геологических условий эксплуатации месторождений, определения категорий буримости пород, бескернового бурения и т. п. Детальное изучение литологии угленосных пород включает следующие элементы:

1) выделение возможно большего числа основных и промежуточных литологических типов пород, составляющих разрез угольного месторождения и различающихся по минералогическому составу;

2) определение вещественного, гранулометрического и фациального составов, типа цемента и количества органических примесей;

3) расчленение разреза на тонкие (мощность ~ 5 см) пласты и прослои выделенных литотипов;

4) определение мощности пластов и прослоев с высокой точностью (погрешность не выше ± 5 см).

Для детального изучения литологии угленосных пород рекомендуется следующий комплекс геофизических методов исследования угольных скважин:

1) метод кажущихся сопротивлений (КС) с градиент-зондом АЗ,5М0,1N и потенциал-зондом NЗ,5М0,1А;

2) токометрия с фокусированным зондом, $A_1 = A_2 = 0,75$ м; $l_1 = l_2 = 0,02$ м; $A_0 = 0,02$ м;

3) метод естественного гамма-излучения (ГМ);

4) метод рассеянного гамма-излучения (ГГМ) с прижимным экранированным радиометром и эталонным устройством;

5) метод акустического каротажа (АМ или АК);

6) диаметрия (ДМ) или кавернометрия.

Геолого-геофизическая классификация угленосных пород должна быть построена на объективных признаках. Такими признаками являются физические параметры пород, на которых основаны геофизические методы исследований скважин: пористость общая k_p , минеральная плотность δ , объемная плотность насыщенных водой пород σ_n и абсолютно сухих σ_c , удельное электрическое сопротивление ρ_n , скорость распространения продольных упругих

волн v_p ; интенсивность рассеянного гамма-излучения I_γ . Разработанная методика позволяет по геофизическим диаграммам комплекса методов определять указанные физические свойства пород.

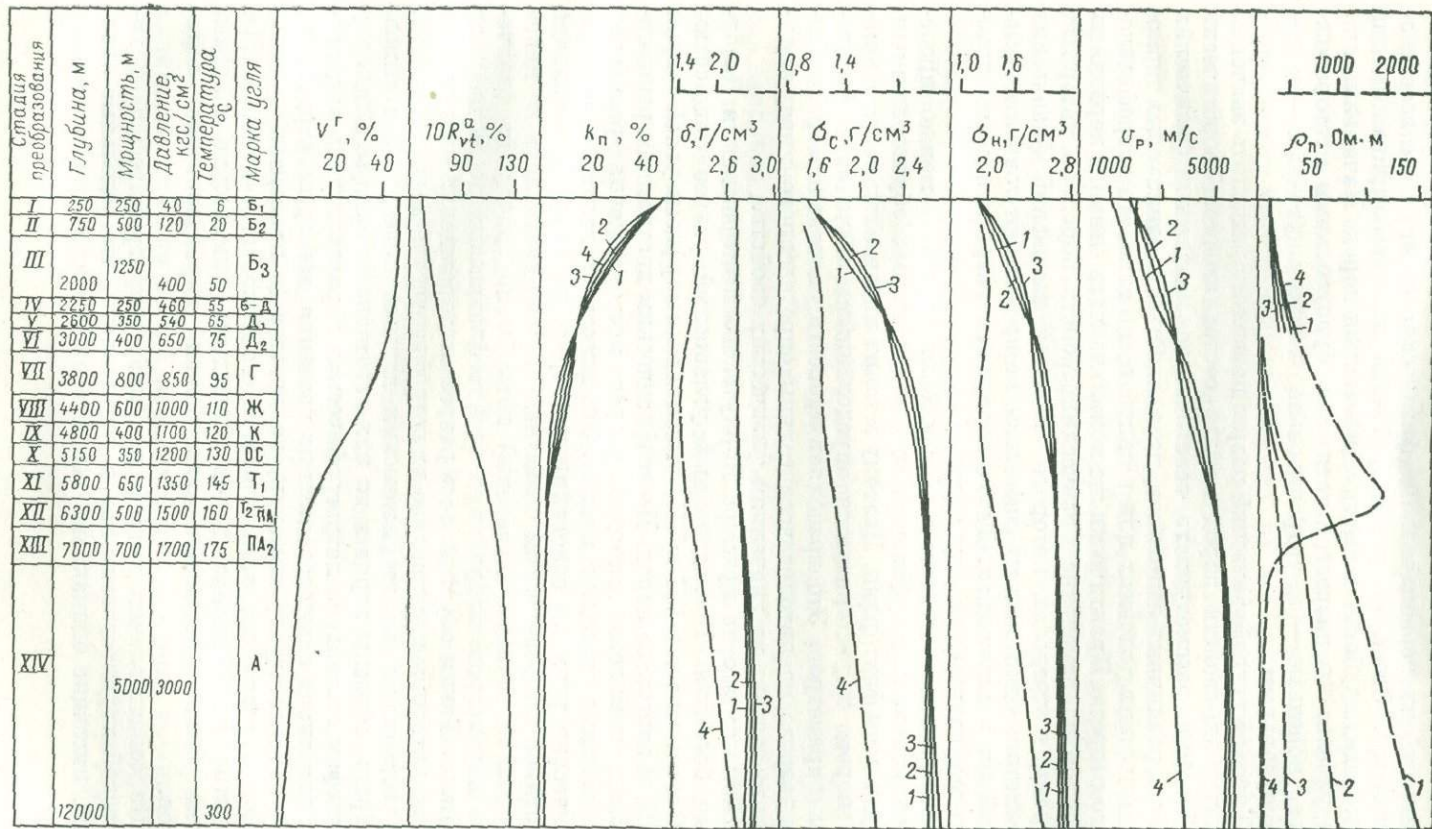
Необходимо учитывать, что физические свойства угленосных пород обусловлены следующими группами факторов: а) первичных (генетических), связанных с вещественным, гранулометрическим и фациальным составами, типом и составом цемента, примесью органических веществ; б) вторичных (постседиментационных процессов преобразований), происходящих под влиянием давления, создаваемого толщей покрывающих пород, температуры, обусловленной геотермическим градиентом Земли, а также действия подземных вод и поровых растворов.

Геолого-геофизическая классификация угленосных пород, использующая их физические свойства, аналогична петрофизической классификации угольных месторождений, построенной на тех же свойствах, и является научной основой для выбора рационального комплекса геофизических методов исследования угольных месторождений [1]. Различие между этими классификациями заключается лишь в том, что петрофизическая классификация угольных месторождений построена на изменениях физических свойств углей и вмещающих пород, происходящих под влиянием вторичных факторов, а рассматриваемая классификация угленосных пород учитывает изменения физических свойств, обусловленные первичными факторами.

В реальных разрезах физические свойства пород изменены под действием обеих групп факторов. Влияние вторичных факторов в несколько раз больше действия первичных. Следовательно, значения физических свойств необходимо разделить на две составляющие, характеризующиеся раздельно изменениями каждой группы факторов, что позволит учитывать количественное влияние каждой из них. Это может быть достигнуто путем выбора оптимального интервала разреза месторождения, в котором изменения пород под влиянием вторичных факторов будут незначительны. Длина такого интервала на каждой стадии преобразования пород определяется по типовому петрофизическому разрезу бассейнов геосинклинальной группы (см. рисунок).

В этом разрезе выделено 14 стадий последовательного преобразования углей и основных вмещающих пород — аргиллитов, глинистых алевролитов и песчаников, являющихся наиболее чувствительными индикаторами процессов диагенеза и эпигенеза [1]. Разрез построен на основе данных о метаморфизме углей и характере петрофизических кривых, выражающих зависимость физических параметров указанных пород от максимальной глубины их погружения в период прогрессивного эпигенеза.

Максимальной глубиной, давлением и температурой на этой глубине определяются вторичные изменения физических свойств пород. Изменения этих свойств являются необратимыми, и поэтому при последующем поднятии пород (в период регрессивного



Типовой петрофизический разрез отложений угольных бассейнов геосинклинальной группы.

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — уголь; V^r — выход летучих веществ; R_{vt}^a — отражательная способность углей

эпигенеза) их первоначальные физические свойства не восстанавливаются. Здесь не рассматривается зона выветривания, где происходят глубокие и быстрые изменения пород. Начальные стадии указанного разреза относятся к буроугольным месторождениям, конечные — к антрацитовым, а промежуточные — к каменноугольным.

Типовой петрофизический разрез позволяет разделить значения физических свойств пород на две составляющие. Теоретически необходимо рассматривать генетические изменения физических свойств различных литотипов, находившихся в одинаковых термодинамических условиях или в одной точке типового петрофизического разреза. Практически же можно изучать влияние первичных факторов на изменение физических свойств пород на интервале разреза, в пределах которого значения изменений физических параметров одноименных литотипов не превышают точности измерений их в скважинах. Такие интервалы разреза назовем литолого-геофизическими ступенями [2].

В пределах литолого-геофизических ступеней можно пренебречь изменениями физических свойств пород, обусловленными вторичными факторами. Поэтому в таких интервалах разреза каждая порода характеризуется определенными значениями физических параметров. Это позволяет провести однозначное расчленение разреза на литологические типы определенного минералогического состава по значениям физических свойств.

Покажем это на примере Воркутского месторождения Печорского бассейна. Исследованный угленосный разрез мощностью 1000 м относится к VII и VIII стадиям метаморфизма углей (марки Г, Ж) и эпигенеза пород. По геофизическим диаграммам рекомендуемого комплекса методов разрез месторождения расчленен на отдельные прослои и пласты. Эти пласты разделяются на литологические типы на основании критерия, по которому различие литотипов по физическим свойствам должно составлять не менее двукратной точности измерений хотя бы по одному из физических параметров, полученных при геофизических исследованиях скважин. Таким образом, весь разрез месторождения был расчленен на литотипы и составлена их петрофизическая характеристика. Из выделенных по геофизическим данным пластов (литотипов) отобраны образцы керна и из них изготовлены шлифы. По керну и шлифам составлена петрографическая характеристика выделенных литотипов с определением их названия, текстуры, структуры, типа цемента, гранулометрии, количества (в процентах) кластического материала, глинистого и карбонатного цемента [2]. На этих же образцах пород проведены химические анализы. Затем была составлена химическая характеристика литотипов.

Из сопоставления петрофизической, петрографической и химической характеристик пород установлено, что отдельные литотипы, имеющие одинаковый вещественный состав, но отнесенные

к различным (верхним или нижним) интервалам разреза, имеют разную петрофизическую характеристику, что не позволяет однозначно разграничивать их по геофизическим данным. Для обеспечения однозначного распознавания литотипов и определения их вещественного состава по геофизическим данным разрез Воркутского месторождения разделен на четыре литолого-геофизические ступени, для каждой из которой составлена петрофизическая характеристика литотипов. В каждой из ступеней выделено 17 литотипов, в то время как по геофизическим данным [2] установлено шесть литотипов. Количественные соотношения этих литотипов закономерно изменяются по разрезу месторождения. Например, в верхней части разреза преобладают аргиллиты и карбонатные алевролиты, в средней части наблюдается сокращение содержания карбонатных алевролитов и увеличение глинистых алевролитов, в нижней части наибольшее распространение имеют глинистые алевролиты, затем аргиллиты и глинистые мелкозернистые песчаники.

Для нижней литолого-геофизической ступени разреза (рудничная подсвита) геолого-геофизическая классификация угленосных пород приводится в таблице. Из таблицы видно, что все углевещающие породы Воркутского месторождения состоят из трех основных компонентов: кластического материала, глинистого и карбонатного цемента. Состав кластического материала практически одинаков во всех породах: преобладают обломки кварца и полевых шпатов, кроме того различные сланцы (кремнистые, кремнисто-глинистые, глинисто-хлоритовые и др.). Количество кластического материала уменьшается при переходе от крупнозернистых пород к мелкозернистым [2]. В составе глинистого цемента преобладает гидрослюда типа гидромусковита-иллита. В состав карбонатного цемента входят ферродоломит, доломит, реже кальцит и сидерит.

От количественного содержания кластического материала и цемента в породах зависят их физические свойства. С увеличением карбонатности пористость угленосных пород уменьшается, а объемная плотность повышается. Удельное электрическое сопротивление угленосных пород увеличивается с уменьшением пористости и с увеличением размера кластического материала при прочих одинаковых условиях (электролит, температура, структура пор и т. п.). Скорость распространения упругих волн увеличивается с уменьшением пористости угленосных пород, увеличением крупности зерен и содержания карбонатов. С увеличением карбонатного цемента в угленосных породах повышается их минералогическая плотность, удельное электрическое сопротивление и скорость распространения упругих волн. Возрастание содержания глинистого цемента в этих породах сопровождается повышением их естественной радиоактивности, уменьшением удельного электрического сопротивления и скорости распространения упругих волн.

Геолого-геофизическая классификация угленосных отло

Наименование литотипов	Зернистость, мм	Вещественный состав, %			
		глини- стый цемент	карбо- натный цемент	класти- ческий материал	органи- ческие вещества
Песчаники крупнозер- нистые и конгломе- раты	>50,00	0—22	0—18	>70	—
То же, среднезернистые карбонатные	0,25—0,50	0—20	18—37	55—70	—
То же, среднезернистые глинистые	0,25—0,50	14—28	0—18	64—78	—
То же, мелкозернистые конкреционные	0,10—0,25	0—23	>37	20—55	—
То же, карбонатные	0,10—0,25	10—35	18—37	40—65	—
То же, глинистые	0,20—0,25	20—46	0—18	42—72	—
Алевриты конкреци- онные	0,01—0,10	0—40	>36	10—40	—
То же, карбонатные	0,1—0,10	23—60	17—36	22—50	—
То же, глинистые	0,01—0,10	45—65	0—17	22—54	—
Аргиллиты мергелистые	<0,01	40—85	17—35	0—25	—
Аргиллиты	<0,01	62—100	0—17	0—32	1—9
То же, низкоуглистые	<0,01	—	—	—	10—19
То же, среднеуглистые	—	—	—	—	20—34
То же, высокоуглистые	—	—	—	—	35—49
Уголь высокозольный	—	—	—	—	50—69
То же, средnezольный	—	—	—	—	70—84
То же, низкозольный	—	—	—	—	>85

Наибольшей пористостью обладают породы с глинистым цементом и аргиллиты. Наряду с этим, наблюдается аномально высокая пористость у среднезернистых песчаников, характеризующихся небольшим содержанием глинистого цемента, но хорошей сортировкой зерен, что может возникнуть в условиях интенсивного гидродинамического режима. Высокая пористость среднезернистых песчаников обуславливает аномально низкую объемную плотность и скорость распространения в них упругих волн.

Размер кластического материала в общем зависит от условий осадконакопления. Тонкозернистые породы (внутризерные, лагунные, озерно-болотные и другие фации) могут образовываться в условиях спокойного гидродинамического режима. Крупнозернистые литологические разности (прибрежные, баровые, подводно-дельтовые и другие фации) могут формироваться в условиях интенсивного гидродинамического режима.

Для практических целей изучения литологии угленосных пород используется палетка в форме треугольной диаграммы, по углам которой расположены компоненты вещественного состава, а по сторонам — их содержание [2]. Площадь треугольника с на-

Физические свойства

$k_{п}, \%$	Плотность, г/см ³			$\rho_{п}, \text{Ом} \cdot \text{м}$	$v_{р}, \text{км/с}$	$I_{\gamma}, \text{МКР/ч}$
	δ	$\sigma_{н}$	$\sigma_{с}$			
2,6—5,0	2,64—2,72	2,56—2,67	2,51—2,63	80—250	4,2—4,8	4—7
2,3—2,6	2,68—2,83	2,64—2,78	2,61—2,75	120—250	4,6—5,4	4—6
5,3—8,2	2,65—2,73	2,52—2,64	2,43—2,58	60—160	3,9—4,3	6—8
2,0—3,1	2,75—2,88	2,71—2,83	2,67—2,80	120—250	4,8—5,5	4—6
3,1—4,2	2,70—2,80	2,63—2,75	2,59—2,71	75—150	4,4—5,1	5—8
4,1—6,5	2,66—2,74	2,55—2,67	2,48—2,62	50—100	3,8—4,5	6—10
2,0—3,5	2,74—2,83	2,68—2,79	2,64—2,77	90—200	4,7—5,5	6—9
2,5—4,3	2,72—2,80	2,63—2,71	2,58—2,67	80—120	4,1—4,8	8—10
4,2—6,0	2,65—2,72	2,55—2,65	2,49—2,60	70—90	3,7—4,3	10—12
3,3—4,2	2,72—2,80	2,64—2,71	2,58—2,67	70—90	3,6—4,6	9—13
4,6—7,0	2,54—2,65	2,46—2,55	2,40—2,50	40—70	3,0—3,9	11—15
6,0—6,7	2,41—2,54	2,32—2,45	2,25—2,39	70—130	3,0—3,8	10—13
6,0—6,5	2,20—2,40	2,14—2,36	2,07—2,30	130—250	2,9—3,5	9—11
5,8—6,3	1,98—2,17	1,92—2,11	1,86—2,05	250—400	2,8—3,1	7—9
5,6—6,0	1,69—1,97	1,65—1,92	1,59—1,86	400—800	2,4—2,8	5—6
5,5—5,8	1,47—1,66	1,45—1,63	1,39—1,57	800—1400	2,1—2,4	3—4
5,4—5,6	1,24—1,45	1,23—1,42	1,17—1,37	1400—5500	1,8—2,1	2—3

несенными на нее изолиниями физических свойств пород разделена на отдельные литотипы соответствующего вещественного и фацеального составов. Палетка позволяет по значениям физических параметров пород, измеренных в скважинах, определять литотип и его петрографическую и химическую характеристики.

Практическое применение геолого-геофизической классификации и основанной на ней геофизической методики позволяет увеличить детальность расчленения разрезов угленосных отложений в 4 раза по сравнению с практикуемыми геологическими и геофизическими способами. Точность определения вещественного состава литотипов по геофизическим данным близка к точности его определения по шлифам. На основе предложенной классификации с помощью геофизических методов определяются физико-механические свойства выделенных литотипов, что значительно повышает их достоверность и точность. Геолого-геофизическая классификация угленосных формаций и геофизическая методика детального их изучения может быть применена в различных угольных бассейнах.

ABSTRACT

The proposed geological and geophysical classification of coal-bearing rocks is based on the physical properties of rocks such as porosity, density, resistivity, compressional velocity and gamma-radiation intensity.

These physical properties are controlled by two factors: primary (genetic) and secondary (post-sedimentational alteration).

The classification is based on the analysis of the genetic laws of transformation of coal-bearing rocks, which are related to the mineral, granulometric, and facies composition and type of cement. The investigated sequence of a coal deposit is divided into lithologo-geophysical intervals. The effect of secondary factors upon the variation of physical properties within the intervals can be neglected.

The classification based on the geophysical methods increases fourfold the detailiness of the lithological study of the well columns as compared with the conventional geological and geophysical techniques. Besides, it allows determination of the mineral composition of coal-bearing rocks, which increases its scientific and practical value.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Г р е ч у х и н В. В. Геофизические методы исследования угольных скважин. М., «Недра», 1970. 550 с. с ил.
2. Ф и з и ч е с к и е свойства угленосных отложений Воркутского месторождения по геофизическим данным. — «Советская геология», 1974, № 7, с. 85—96 с ил. Авт.: В. В. Гречухин, С. Б. Иохин, В. Г. Бакланов, А. Г. Черников.
3. Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 387 с. с ил.

УДК 550.38 : 551.24

М. Г. ИЛАЕВ, Л. Е. ШОЛПО
(ВСЕГЕИ Мингео СССР)

МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД КАК ИСТОЧНИК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Исследования магнетизма горных пород (МГП) проводились еще в середине прошлого века, но лишь в 20-х годах нашего столетия они приобрели систематический характер. В это время они связывались в основном с проблемами интерпретации геомагнитных аномалий и были направлены на изучение таких характеристик магнетизма, как магнитная восприимчивость χ и естественная остаточная намагниченность I_n . В 30-е годы, благодаря главным образом работам И. Г. Кенигсбергера [3], МГП приобретает значение самостоятельной отрасли науки. Интересно, что И. Г. Кенигсбергером в 1933 г. был сделан доклад об использовании остаточного магнетизма для измерения геологического времени на сессии Международного геологического конгресса в Вашингтоне. Последующие успехи учения о МГП и его практическое приложение более всего связаны с развитием палеомагнитологии и палеомагнитных исследований.

Однако наше сообщение будет касаться тех явлений МГП, которые не связаны или ограниченно связаны с эволюцией геомагнитного поля, т. е. не требуют для своего использования привлечения некоторых гипотетических дополнительных явлений, хотя бы и очень вероятных. Обсуждаемые вопросы предполагают возможность постановки соответствующих физических экспериментов, определяющих эффективность и корректность того или иного магнитного метода, т. е. являющихся единственной основой практического использования указанных явлений.

Условия образования и последующей «жизни» горных пород, понимаемые широко (от термодинамических условий магмообразования до интенсивности процессов выветривания), определяют все их магнитные характеристики. Однако многообразие этих характеристик приводит к попытке установить для них некоторые классификационные признаки на основе реалистической оценки их информативности, увязанные с конкретными определяющими их факторами. Можно предложить следующие типы факторов ферромагнетизма под несколько условными названиями: 1) концентрация; 2) состав; 3) особенности магнитного состояния.

Понятие концентрации обладает определенностью, в то время как факторы состава и магнитного состояния объединяют в себе несколько частных признаков и допускают внутреннюю классификацию. В пункте 2 в рассматриваемом случае удобно объединить понятия как химического состава ферромагнитных минералов, так и их «механического состава» — размера, формы, структуры ферромагнитных включений и характера их распределения в породе.

Особенности магнитного состояния возможно классифицировать по тем внешним воздействиям, которые составляют собственно магнитную предысторию пород и в определенных пределах могут рассматриваться вне зависимости от концентрации и состава ферромагнетика. Одним из таких воздействий является, например, воздействие геомагнитного поля, приводящее к соответствующей ориентации остаточной намагниченности пород, какой бы ферромагнетик они не содержали (в пределах 5%-ной концентрации и незначительных отклонений от изотропности).

Конечно, в ряде случаев, как и при любой классификации, границы между указанными типами факторов могут быть не вполне определенными (например, при рассмотрении анизотропии). Однако изучаемые в МГП магнитные характеристики горных пород определяются той или иной комбинацией различного числа факторов из трех указанных типов. Ясно, что никакие из этих характеристик не могут зависеть только от концентрации C или вообще от C вне зависимости от состава. Поэтому можно представить пять классов магнитных характеристик, различающихся комбинациями определяющих их факторов. На рис. 1 дана схема основной на этих соображениях классификации.

Рассмотрим кратко физический смысл новых параметров N и γ , лишь в последнее время примененных нами в геологических исследованиях. Величина N — температурно-чувствительный магнитный параметр, определяемый из соотношения кривых нормального остаточного намагничивания [в дифференциальной форме $dI_r/dH = f(H)$; H — горизонтальная составляющая напряженности] образца, одна из которых получена при его исходном естественном состоянии, другая — после размагничивания переменным полем, при так называемом нулевом состоянии. Различие этих кривых и соответственно параметр N тем больше, чем

выше температура формирования природного магнитного состояния ферромагнетика (температура кристаллизации или вторичного прогрева). Однако рост N достигает насыщения при $T = T_K$ (T_K — температура Кюри), и в этом заключается ограниченность его использования.

Параметр γ , также определяемый по образцам горных пород, представляет собой отношение постоянной Релея ферромагнитных минералов к их начальной магнитной восприимчивости. Таким образом, он характеризует

Рис. 1. Схема классификации магнитных характеристик горных пород.

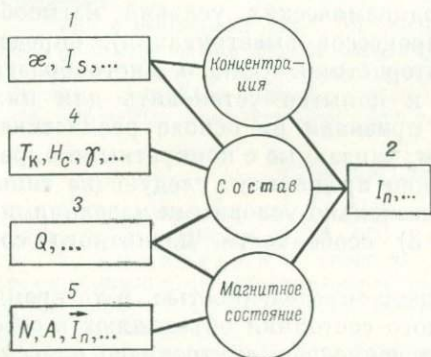
1—5 — условные классы магнитных характеристик: T_K — температура Кюри; A — анизотропия; I_s — намагненность насыщения; $Q = I_n/\chi$; H_c — разрушающее поле

относительную роль необратимых процессов намагничивания, определяемых составом и структурой кристаллитов ферромагнетика в породе.

Важной особенностью обоих параметров является их независимость от концентрации ферромагнитных минералов. Вернемся к вопросу о классах магнитных характеристик.

Первый (условно) класс этих характеристик определяется зависимостью одновременно от концентрации ферромагнетика и всех особенностей его состава. Он включает в себя восприимчивость пород, намагненность насыщения, как и вообще намагненность на любом участке гистерезисной петли. У ферромагнитных материалов начальная восприимчивость χ_ϕ является, несомненно, информативной характеристикой. Она резко различается для магнетита и титаномagnetитов, с одной стороны, и остальных природных ферромагнетиков, с другой. Величина χ_ϕ контролируется размером зерен и убывает с возрастанием внутренних напряжений в них. Однако χ горных пород имеет совершенно иной смысл.

Если обозначить через χ_n некоторое среднее значение парамагнитной восприимчивости породообразующих минералов,



то получим очевидное равенство: $\kappa = \kappa_n + \kappa_f C$, где C — объемная концентрация ферромагнитных компонентов породы.

Отсюда следует, что κ является, по существу, лишь статистической мерой содержания в породах ферромагнитных минералов титаномагнетитового ряда и ее изменения определяются главным образом вариациями этого содержания. Объективное существование связей между концентрацией магнетита (титаномагнетита) в породах и теми или иными геологическими факторами (тип пород, характер метаморфизма, тектоническое положение и т. п.), т. е. петрохимических закономерностей, составляет основу успешно проводимых сопоставлений значений κ с этими факторами.

Второй класс характеристик представлен величиной лишь естественной остаточной намагниченности I_n , которая является наиболее сложной и многозначной магнитной характеристикой, поскольку помимо концентрации и состава зависит еще и от внешних воздействий, сопутствующих ее образованию и определяющих магнитное состояние.

Параметр Q (третий класс) как результат деления I_n на κ не зависит от концентрации и в этом отношении близок к следующему четвертому классу магнитных характеристик, определяемому зависимостью лишь от состава ферромагнетика. Действительно, если каким-либо образом фиксировать внешнее воздействие, при котором сформировалась намагниченность I_n (например, соответствующим ограничением объектов изучения), то величина Q будет отражать состав ферромагнетика. Схема на рис. 1 иллюстрирует и тот известный факт, что попытки определения такого внешнего воздействия, как время (возраст), по величине Q могут быть правомерны лишь при сопоставлении пород с идентичным составом ферромагнетика и совпадающими прочими (кроме времени) элементами магнитной предыстории.

Четвертый и пятый из выделяемых нами классов магнитных характеристик, отличающиеся зависимостью соответственно лишь от состава и магнитного состояния, обладают, хотя бы на уровне определенного типа факторов, однозначностью, и поэтому объективно представляют собой наиболее ценные и удобные для геологической интерпретации магнитные характеристики. Дальнейший поиск и изучение подобных характеристик — один из важнейших практических аспектов исследований МГП.

В последние годы в СССР получило широкое развитие исследование температур Кюри и фазовых переходов для определения состава ферромагнитных минералов в горных породах. Особого внимания эти работы заслуживают в связи с зависимостью состава ферромагнетика магматических пород от условий их образования. По-видимому, впервые основные идеи подобных исследований были высказаны в середине 50-х годов (А. Буддингтон, Н. Каваи и др.). Полученные новые данные о процессах кристаллизации ферромагнетика в магматических породах, об определяющих факторах его стабильного существования, о соответствии его состава равновес-

ному термодинамическому состоянию в магме и другие материалы подтвердили возможность оценки глубины и эволюции магматических очагов по температуре Кюри первичных титаномагнетитов.

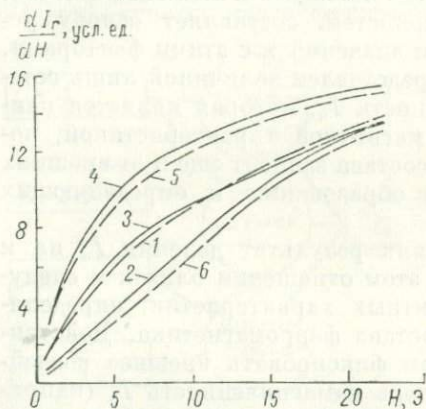
Конечно, сама по себе температура Кюри не устанавливает состав ферромагнетика однозначно, и ее определение должно быть элементом комплексного изучения вопроса. Кроме того, нагревание пород требует тщательного контроля за происходящими при этом изменениями ферромагнетика, и часто определение точек Кюри оказывается чрезвычайно осложнено. Это побуждает

к поискам и обоснованию таких индикаторов состава, определение которых не связано с температурным воздействием на породу.

В этом отношении перспективным может оказаться изучение параметра γ . Оно отличается относительной простотой и, как показали первые опыты, позволяет дифференцировать состав ферромагнетика значительно более уверенно и четко, чем с помощью T_K .

Остановимся на некоторых возможностях геологического использования магнитных характеристик и пятого из выделяемых классов. Возникновение в горных породах анизотропии A магнитных

Рис 2. Оценка температуры кристаллизации ферромагнетика в образце амфиболита методом намагничивания при различных исходных состояниях. Состояния: 1 — естественное магнитное, 2 — нулевое, 3—5 — полученные охлаждением образца от температур 160; 280 и 480° С до 20° С, 6 — повторное нулевое



характеристик в основном связывается с процессами кристаллизации и перекристаллизации в условиях упорядочения осей ферромагнитных кристаллитов. Характер этого упорядочения, связанного с направленными давлениями, течениями или колебаниями внешних условий, представляет большой интерес для ряда геологических дисциплин. Нами теоретически и экспериментально определены некоторые возможности решения этого вопроса по данным измерений A .

Так, соотношение $A_r = A_x^3$ (A_r и A_x — анизотропия соответственно остаточной намагниченности в области Релея и начальной восприимчивости), установленное на образце породы, свидетельствует о слоистой природе анизотропии, т. е. о чередовании более или менее магнитных слоев при изотропности «материала» слоя. Напротив, неравенство $A_r < A_x^3$ соответствует наличию текстуры, т. е. некоторой преимущественной ориентации магнитных зерен. В этом случае величина A_r однозначно определяет геометрическую меру магнитной текстуры, будучи выражена как функция макси-

мального угла отклонения магнитных осей от плоскости их ориентации [1]. Таким образом, несомненно, изучение магнитной анизотропии, кроме участия в региональных исследованиях [2], может стать и одним из эффективных и точных методов структурной петрологии.

Возможности, которые открывает перед геологией изучение параметра N , сейчас, по-видимому, еще недостаточно аргументированы теоретически, главным образом в отношении типов ферромагнетиков, пригодных для исследования. Тем не менее, покажем их на одном примере из наших работ. На рис. 2 приведены кривые остаточного намагничивания (в дифференциальной форме) образца амфиболита, которые в порядке их получения дают следующую информацию.

1. Температура кристаллизации ферромагнетизма была близка к 160°C (совпадение кривых естественного состояния и состояния, полученного нагреванием образца до 160°C и последующим охлаждением до 20°C).

2. Температура Кюри ферромагнетика около 300°C (нагрев образца выше этой температуры не увеличивает различия кривых намагничивания).

3. Нагрев образца до 480°C несущественно изменяет состав ферромагнетика (ход кривой от нулевого состояния после нагрева мало различается от хода до нагрева), что обеспечивает сопоставимость всех кривых и возможность интерпретации различий между ними как разницы магнитных состояний, обусловленных лишь температурным воздействием на доменную структуру.

Подобные исследования, помимо оценки температуры метаморфизма (новообразования ферромагнитных минералов), включая контактовый, могут оказать помощь и при изучении температурного графика ряда рудных объектов.

В нашем сообщении мы могли коснуться лишь некоторых аспектов использования явлений МГП в геологии (главным образом практических). Заканчивая его, мы хотели бы еще раз подчеркнуть значительные возможности использования магнитных характеристик для решения геологических задач и необходимость реалистического подхода к этим возможностям с учетом физического смысла указанных характеристик на основе хотя бы простейшей их классификации.

ABSTRACT

Among the numerous known phenomena of magnetization of rocks there are some which extend beyond the problems of not only magnetic prospecting but also of paleomagnetic investigations. The interpretation of such phenomena is not related to the evolution of the geomagnetic field. It makes an independent application to geology based on physical laws which permit experimental testing.

The magnetic properties of rocks are known to be related to the conditions of their formation and further «life». This relationship is characterized by three main factors such as the content of ferromagnetic minerals in the rocks, their chemical, mechanical, and phase composition and a magnetic or energy state.

The classification of magnetic properties with respect to their relation to any combination of the above factors determines the informativity and geological application of each property.

The most valuable for applied geology are the magnetic properties which allow unambiguous interpretation within at least one type of determining factors, for instance, the properties depending only on the chemical composition (Curie point, T_c) or only on the arrangement of magnetic axes (anisotropy, A). The search for and study of new magnetic properties of this type make up an important practical aspect of the rock magnetism research. The examples are presented which illustrate a diversity of applications of magnetic methods in geological investigations.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жданов В. В., Розенталь И. В., Шолпо Л. Е. Изучение тектурной магнитной анизотропии. — В кн.: Мат-лы VIII Всесоюзн. конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. 4, Киев, «Наукова думка», 1970, с. 71—74.

2. Печерский Д. М. Связь анизотропии остаточной намагниченности с условиями формирования горных пород. — «Геология и геофизика», 1965, № 8, с. 66—76.

3. Koenigsberger J. G. Natural residual magnetism of eruptive rocks. — «Terrestrial Magnetism», 1938, vol. 43, N 3, p. 119—299.

УДК 550.382.7 : 551.24 (47 + 57)

Л. В. БУЛИНА

(ВСЕГЕИ Мингео СССР)

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ МАГНИТНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

В магнитной дифференциации земной коры, которую можно наблюдать в настоящее время, запечатлены следы различных геологических событий, происходивших в течение многих миллионов лет. Процессы магматизма, метаморфизма, тектонические движения и другие преобразования приводили к определенным изменениям в распределении намагниченных тел. Поэтому анализ этих данных дает дополнительный материал о геологическом строении регионов. Ниже приводятся результаты изучения магнитной характеристики складчатых систем, находящихся на территории СССР. Нами рассмотрены складчатые образования, возникшие на разных этапах развития земной коры — от архея до кайнозоя. Это позволило наметить основную тенденцию в изменении магнитной активности разновозрастных геосинклинальных комплексов.

Чтобы охарактеризовать магнитную неоднородность складчатых систем, автором совместно с М. С. Рябковой и А. П. Семухиной были выполнены массовые расчеты средней намагниченности аномалиеобразующих тел по картам графиков аномального магнитного поля ΔT_a . При выведении расчетной формулы исполь-

зовано соотношение $\int_{-\infty}^{\infty} Z dx = 2\pi \cdot 2bI (Z - \text{вертикальная составляющая магнитного поля, созданного верхней гранью вертикально залегающего тела; } 2b - \text{его поперечные размеры; } I - \text{намагниченность}).$ Исследования, проведенные на различных теоретических моделях, позволили выработать критерии отбора аномалий, пригодных для расчетов, и найти поправки, позволяющие уменьшить ошибки в определении средней намагниченности реальных объектов.

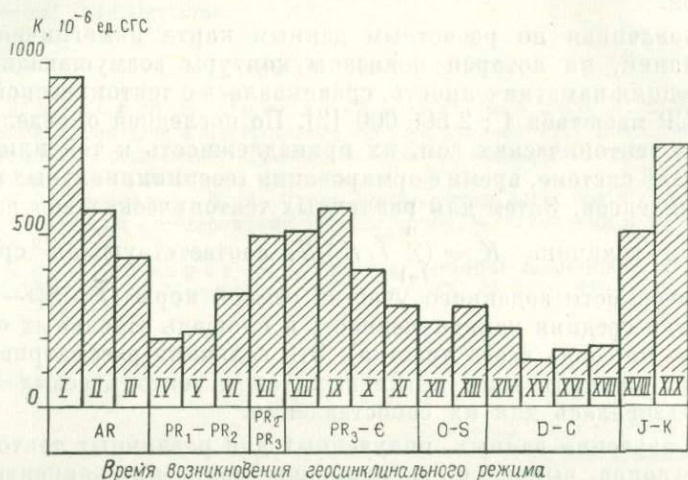
Составленная по расчетным данным карта намагниченности образований, на которой показаны контуры возмущающих тел и их средняя намагниченность, сравнивалась с тектонической картой СССР масштаба 1 : 2 500 000 [2]. По последней определялись границы тектонических зон, их принадлежность к той или иной складчатой системе, время формирования геосинклинальных и других комплексов. Затем для различных тектонических зон рассчитывалась величина $K = \left(\sum_{i=1}^n \bar{I}_i S_i \right) / S$, соответствующая средней намагниченности заданного участка земной коры (\bar{I}_i, S_i — соответственно средняя намагниченность и площадь отдельных объектов; S — площадь всего участка). Эта величина рассматривалась как мера концентрации магнитных тел в тектонических зонах и использовалась для их сопоставления.

При изучении данных, полученных для различных тектонических регионов, выявилось закономерное изменение концентрации магнитных тел в геосинклинальных комплексах разного возраста. Если обратиться к схеме развития геосинклинальных систем на территории СССР, составленной Т. Н. Спизарским [1], и тектонические регионы расположить последовательно один за другим в зависимости от времени возникновения в них последнего геосинклинального режима, можно увидеть периодическое изменение величины K , рассчитанной для геосинклинальных комплексов (см. рисунок).

В архейских образованиях, как правило, устанавливается очень большое число магнитных тел. Так, для наиболее древней пенгурской серии Алданского щита величина K составляет около $1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, для тимптонской и джелтулинской серий — $570 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, для олекминской серии, которая считается верхнеархейской, — $440 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Высокая концентрация сильномагнитных тел характерна и для других архейских образований, которые развиты в пределах Анабарского, Балтийского, Украинского щитов, а также в фундаментах Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Для Тиманской, Енисейско-Саянской и Байкальской складчатых систем, где формирование геосинклинальных комплексов началось в раннем — среднем протерозое, получены пониженные значения средней намагниченности $[(200 - 300) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС].

Увеличение числа магнитных тел в геосинклинальных комплексах происходит в Чингиз-Тарбагатайской, Джунгаро-Балхашской, Алтае-Саянской складчатых системах, где величина K составляет $500-600 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Геосинклинальное развитие в этих регионах началось в самом конце протерозоя — в кембрие. В более поздних геосинклинальных комплексах Уральской, Монгольской, Таймырской, Верхоянской, Чукотской складчатых систем опять происходит уменьшение концентрации магнитных тел. Новое ин-



Время возникновения геосинклинального режима

Диаграмма изменения общего числа магнитных тел в геосинклинальных комплексах разного возраста пород (по данным Л. В. Булиной и М. С. Рябковой). Региональные тектонические подразделения: Алданский щит, серии: I — иенгская, II — тимгонская и джелтулинская, III — олекминская; складчатые (геосинклинальные системы): IV — Тиманская, V — Енисейско-Саянская, VI — Байкальская, VII — Чингиз-Тарбагатайская, VIII — Алтае-Саянская, IX — Джунгаро-Балхашская, X — Зайсанская, XI — Уральская, XII — Сихота-Алиньская, XIII — Монгольская, XIV — Таймырская, XV — Верхоянская, XVI — Чукотская, XVII — Сахалино-Хоккайдзинская, XVIII — Караянская, XIX — Камчатская

тенсивное поступление магнитоактивного материала в земную кору началось в поздней юре и продолжается по настоящее время.

Указанные закономерности в изменении концентрации магнитных тел, как правило, наблюдаются и при рассмотрении разных структурных этажей одного региона. Так, архейский фундамент Енисейско-Саянской складчатой системы, обнажающийся в пределах Ангаро-Канского блока, характеризуется более высокими значениями средней намагниченности, чем геосинклинальный комплекс этой системы. Первый геосинклинальный комплекс Уральской складчатой системы, возникший в протерозое, представлен слабомагнитными образованиями. Слабомагнитными комплексами нижнего и среднего протерозоя сложен Ханкайский массив, являющийся выступом фундамента Сихота-Алиньской складчатой системы. В импозитивном комплексе Становой складчатой системы, формировавшемся в позднем мезозое, содер-

жится значительное количество магнитных компонентов. Примечательно и то, что находящиеся на значительном удалении друг от друга геосинклинальные комплексы, возникшие в одно и то же геологическое время, обычно в равной мере насыщены магнитными образованиями.

На основании приведенных материалов можно заключить, что в геологической истории территории СССР можно выделить крупные интервалы времени (мегахроны), начинавшиеся возникновением большой массы магнитных тел в геосинклинальных системах и заканчивавшиеся существенным их сокращением, что можно связывать с неравномерным ходом эволюции земной коры. Первый мегахрон (архейско-протерозойский) примерно совпадает с выделенными Г. Штилле мегациклами — протогеем и дейтерогеем, второй мегахрон по продолжительности соответствует неогю, если из этого мегацикла исключить поздний мезозой и кайнозой; третий, начавшийся в позднем мезозое, судя по магнитной характеристике, находится в начальной фазе.

Независимо от того, являлись ли намагниченные тела глубоко метаморфизованными образованиями или продуктами магматической деятельности, появление их должно было сопровождаться расходом большой внутренней энергии. Поэтому можно предположить, что в начале каждого мегахрона тектоно-магматические процессы в геосинклинальных системах, как правило, протекали очень интенсивно, а в конце заметно ослабевали, хотя в развитии каждой системы, несомненно, были индивидуальные черты, вызванные неравномерностью проявления глубинных процессов в пространстве и другими факторами.

Геосинклинальные системы, возникавшие в начальные фазы мегахронов, по-видимому, отличались большой глубиной заложения, поскольку магнитоактивный материал, скорее всего, поступал с больших глубин. Под геосинклинальными комплексами этих систем, резко дифференцированными по намагниченности, обычно не удается выделить крупные останцы древнего фундамента, который вероятно был сильно переработан. Геосинклинальные системы, появившиеся в конце мегахронов, очевидно развивались в иной обстановке, в результате чего здесь и сформировался комплекс слабомагнитных пород. Под ними местами прослеживаются массивы более магнитных образований, что может свидетельствовать о неполной переработке фундамента.

Основная тенденция в изменении общего числа магнитных тел в разновозрастных геосинклинальных комплексах, выявленная на территории СССР, по имеющимся неполным данным, проявляется в регионах Западной Европы и Северной Америки. Правда, по зарубежным странам можно было только сравнивать аномальное магнитное поле разных участков, показанное на мелкомасштабных картах, без количественного анализа, какой был выполнен для территории СССР.

Как можно судить по карте магнитного поля ΔZ , зарубежной части Балтийского щита [4], магнитные образования в этом регионе имеют широкое распространение. Амплитуда отдельных аномалий часто превышает 5 мЭ, что может соответствовать намагниченности тел более $1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Интенсивные аномалии наблюдаются и на территории Польши [3], где складчатые образования раннего докембрия находятся под покровом осадочных отложений.

Характер аномального магнитного поля резко меняется над герцинскими складчатыми сооружениями Западной и Центральной Европы. Напряженность магнитного поля колеблется от -1 до 1 мЭ, и лишь изредка встречаются небольшие по площади более интенсивные аномалии [3]. Это дает основание считать, что позднепалеозойские складчатые комплексы, широко распространенные в Западной Европе, в основной своей массе слабомагнитны.

В зоне каледонского метаморфизма, сложенной верхнепротерозойскими — кембрийскими комплексами, проходящей через Шотландию, аномальное магнитное поле становится сильно дифференцированным [5]. В этом районе появляется ряд аномалий амплитудой более 2 мЭ, что свидетельствует о значительном увеличении общего числа магнитных тел.

На территории Северной Америки отмечаются следующие особенности в распределении намагниченных тел. В пределах Канадского щита, где обнажаются древние образования, претерпевшие метаморфизм и основную складчатость в архее и раннем протерозое, наблюдается возмущенное магнитное поле. Здесь преобладают широкие положительные аномалии амплитудой более 4 мЭ [7], которые могли быть созданы большим скоплением сильномагнитных тел.

Как можно заключить по отдельным опубликованным работам, сильномагнитные образования широко развиты в фундаменте Северо-Американской платформы. Возмущенное магнитное поле устанавливается в восточной части трансконтинентального профиля, проходящего по 40° с. ш. от Вашингтона до Сан-Франциско [8]. И. Зитц и Е. Р. Кинг [3] указывают, что в центральной части Соединенных Штатов (к востоку от Скалистых гор) наблюдаются многочисленные аномалии напряженностью до 10 мЭ, а иногда и более, что обусловлено обилием магнитного материала в земной коре.

К западу от Скалистых гор характер аномального магнитного поля существенно меняется. Над Кордильерской складчатой зоной, возникшей в мезозое, отмечаются лишь незначительные возмущения на фоне спокойного поля. Интенсивные аномалии вновь появляются в крайней западной части профиля, где проходит Тихоокеанская складчатая зона, сформировавшаяся в кайнозое.

Для континентов южного полушария мы пока не располагаем данными, по которым можно было бы судить о магнитной диффе-

ренциации складчатых систем. Можно только сослаться на небольшой фрагмент карты изолиний магнитного поля в Большом Артезианском бассейне южной Австралии [6]. На нем отчетливо видна разница между резко дифференцированным магнитным полем над выступом древнего фундамента Австралийской платформы и относительно спокойным полем над областью складчатости (серия Аделаида).

Приведенные данные позволяют считать, что в геологической истории континентов северного полушария существовали периоды, когда в земной коре появлялось большое число магнитных тел. Это происходило в геосинклинальных системах, начавших развитие в архее, в самом конце протерозоя — начале палеозоя и в позднем мезозое. Геосинклинальные системы, возникавшие в другое время, как правило, менее насыщены магнитными образованиями. Это явление связывается с неравномерным ходом эволюции земной коры и изменением во времени характера и интенсивности тектоно-магматических, метаморфических и других геологических процессов.

ABSTRACT

The geomagnetic research conducted in the tectonic regions of the USSR revealed regular tendencies in the variation of the concentration of magnetic bodies in geosynclinal folded systems of different age. This tendency is also recognizable in the magnetic maps of Western Europe and North America.

Apparently in the geological history of the continents of the northern hemisphere there were periods when a great number of magnetic bodies appeared in the Earth's crust. This occurred in the geosynclinal systems which started to be formed in Archaean, Late Proterozoic-to-Early Paleozoic and Late Mesozoic. The geosynclinal systems formed in other periods are generally less saturated with magnetic formations. This phenomenon seems to be related to a non-uniform process of the crust evolution and variation of the character and intensity of tectonic, magmatic, metamorphic, and other processes.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сп и ж а р с к и й Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР (составление карт и основные вопросы тектоники). Л., «Недра», 1973. 240 с. с ил.
2. Тектоническая карта СССР, масштаб 1 : 2 500 000. Гл. ред. Т. Н. Сп и ж а р с к и й. М., изд. Мин-ва геол. СССР, 1966.
3. Х а н А., Ц и ц м а н А. Связь магнитных аномалий с рельефом и геологическими структурами в Европе. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 335—340 с ил.
4. Ш у с т о в а Л. Е., Д е д е е в В. А., К р а т ц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., «Наука», 1973. 66 с. с ил.
5. A g e m a g n e t i c map of Great Britain, s. 1 : 625 000. Southampton, 1972.
6. Great Artesian basin in South Australia. Contours of magnetic intensity and interpreted depths to magnetic basement, s. 1 : 1 000 000. Geological Survey of South Australia, 1972.
7. Magnetic anomaly map of Canada, s. 1 : 5 000 000. Ottawa, 1968.
8. Z i e t z I., K i n g E. R. Crustal study along a transcontinental great circle from Washington D. C. + O San Francisco, Calif. — «Paper Geol. Survey of Canada», 1965, vol. 66, p. 445—453 with ill.

З. А. КРУТИХОВСКАЯ, И. К. ПАШКЕВИЧ
(ИГ АН УССР)

МАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В результате изучения офиолитовой ассоциации, парагенетического анализа ксенолитов глубинных образований, обнаружения минералогических термометров и барометров, экспериментальных исследований по изучению минеральных равновесий и условий плавления базальтов и других работ, выясняющих термодинамические и петрологические аспекты глубинной геологии, накоплен большой материал, позволивший представить в основных чертах вещественный состав земной коры и верхней мантии. Большой вклад в построение петрологической модели земной коры и верхней мантии вносят физические модели (сейсмическая, гравитационная, тепловая), без которых немислимо обобщение геологических фактов. Известны попытки привлечь к решению этой задачи и магнитное поле [1, 2] путем изучения природы его региональной составляющей либо интерпретации магнитных аномалий исходного поля, в частности определения глубин до нижних кромок источников.

Интерпретация низкочастотной составляющей аномального магнитного поля неоднозначна в связи со следующими обстоятельствами:

- 1) недостаточная для ее выделения точность исходного материала;
- 2) трудность учета вклада суммарного эффекта намагниченных тел верхней части земной коры;
- 3) отсутствие данных о магнитных свойствах нижней части земной коры.

Истолкование этой составляющей ведется несколькими независимыми и даже взаимоисключающими путями. С одной стороны предполагается, что региональная составляющая поля отражает мощность магнитоактивной толщ с магнитной восприимчивостью $4000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, ограниченной снизу поверхностью Кюри магнетита [1]. С другой стороны, Т. Н. Симоненко [5] приходит к выводу, что базальтовый слой не обладает термоостаточной намагниченностью, не может вызывать заметных аномалий, а непосредственная связь магнитного поля с глубиной его залегания отсутствует. Ряд авторов (Д. Галл, 1968, Р. Риддигох, 1972, З. А. Крутиховская, И. К. Пашкевич, Т. Н. Симоненко, 1973 г. и др.) полагают, что некоторые региональные аномалии связаны с магнитными неоднородностями в нижней части земной коры. Авторы настоящего сообщения попытались свести к минимуму неоднозначность выделения и истолкования длинноволновой части аномального магнитного поля и построить магнитную модель

земной коры Украинского щита на основе интерпретации локальных и региональных аномалий.

Под магнитной моделью земной коры мы понимаем некоторое упрощенное представление о ее строении и распределении в ней намагниченных пород, наиболее полно удовлетворяющее наблюдаемому полю. В качестве отправной позиции при составлении модели принято понятие о слоисто-блоковом строении земной коры Украинского щита, установленное по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ). Мощность коры Украинского щита по этим данным колеблется в пределах 25—70 км.

Исходным материалом для разделения поля послужила карта аномального магнитного поля Z_a , приведенная к единому уровню с использованием наземной абсолютной опорной магнитной сети и построенная с учетом карты нормального поля. Последнее было получено путем сферического гармонического анализа данных магнитной съемки со спутника Космос-321. Методика разделения поля описана в работе [3].

Достоверная оценка вклада верхней части земной коры в аномальное поле и, в частности, суммарного эффекта локальных источников в региональные магнитные аномалии возможна пока только для щитов. Именно поэтому большинство из интерпретируемых магнитных аномалий относится к щитам. По щитам к настоящему времени накоплен огромный фактический материал измерений магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород из скважин и обнажений. Однако из-за случайного характера отбора исследованных образцов по площади, небольших глубин опробованных скважин (100, 300 м, редко 1—2 км), глубокой зоны окисления ферромагнитных минералов и ряда других факторов, имеющийся фактический материал трудно использовать для определения общей намагниченности верхней части коры Украинского щита и отдельных ее блоков.

В связи с приведенными соображениями при оценке средней намагниченности приповерхностной части коры вычислялись средневзвешенные значения намагниченности блоков по средним величинам намагниченности, определенным для каждой аномалии и отнесенным к площади источников аномалий. Оказалось, что средневзвешенная намагниченность верхней части Украинского щита составляет $300 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС с колебаниями в отдельных блоках в пределах $(100 - 420) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Для Алданского и Анабарского щитов средняя намагниченность, вычисленная с использованием данных Л. В. Булиной, равна соответственно $1000 \cdot 10^{-6}$ и $1400 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Далее возникает вопрос: на какую глубину можно распространять величину намагниченности, вычисленную для самого верхнего тонкого слоя коры щитов? Для щитов получено много данных по оценке глубин нижних кромок геологических образований. Для магнитоактивных тел Украинского щита, представленных преимущественно метаморфизованными осадочно-вулканоген-

ными породами, максимальными глубинами до нижних границ можно считать 10 км [3]. Аналогичные результаты получены по Алданскому и Балтийскому щитам, а также по Кокчетавскому докембрийскому массиву. Эти глубины, по-видимому, определяют границу затухания наиболее интенсивной складчатости, свойственной гранитному слою коры. Изменение намагниченности гранитного слоя с глубиной исследовано еще недостаточно и не доведено до конкретных количественных оценок. Поэтому для обсуждаемой модели мы сочли возможным принять, что средняя намагниченность первого ферромагнитного слоя Украинского щита, определяющаяся петрографическим составом пород, может быть распространена на всю мощность гранитного слоя.

При прогнозе намагниченности нижней части коры использованы данные о докембрийских породах при нормальном давлении и температуре, связи ее с плотностью и, следовательно, со скоростью прохождения сейсмических волн, предполагаемом составе и термодинамическом режиме коры и верхней мантии. Естественно, что дискусионность, а иногда и противоречивость этих данных позволяют рассматривать сделанные ниже оценки в качестве первого приближения.

Как нам известно, в литературе имеется единственная весьма приближенная оценка магнитной восприимчивости магнитоактивного слоя, составляющая $4000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [1]. Однако авторы под магнитоактивным слоем понимают земную кору в целом и частично верхнюю мантию. С предположением об однородной намагниченности такого слоя нельзя согласиться, так как по комплексу данных установлены различия в петрографическом составе пород верхней и нижней частей земной коры и верхней мантии.

При всей скудности фактических данных о петрологии коры большинство исследователей приходит к выводу об увеличении основности пород с глубиной. Базальтовый слой, по их мнению, сложен дифференцированным осадочно-вулканогенным комплексом с преобладанием пород основного и среднего составов, метаморфизованных в гранулитовой фации и существенно негранитизированных. Низы базальтового слоя, по Б. Г. Лутцу, слабо дифференцированы и сложены, по-видимому, основными чарнокитами, амфиболовыми и эклогитоподобными породами. Количество основных пород в базальтовом слое достигает 50% общего объема, а их состав принимается аналогичным составу геосинклинальных базальтов. Об увеличении основности пород с глубиной свидетельствует и значительное распространение основных пород (амфиболитов, апоспилитов, аподиабазов) в наиболее древних архейских зонах земной коры. Общая тенденция роста основности пород с глубиной подтверждается скоростью прохождения сейсмических волн и существованием связи ее с плотностью.

Для оценки намагниченности нижней 30—35-км толщи земной коры мы предположили, что в ее состав входят основные и ультра-

основные породы (габбро, габбро-амфиболиты, диориты, чарнокиты, пироксениты и перидотиты), а также метаморфические образования гранулитовой фации метаморфизма типа пироксеновых гнейсов примерно в равных соотношениях. Используя средние значения индуктивной I_i и естественной остаточной I_n намагниченностей этих разновидностей пород, измеренных при нормальном давлении и температуре, можно заключить, что средняя намагниченность рассматриваемой толщи не превышает $2000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. При этом предполагается, что векторы остаточной и индуктивной намагниченностей совпадают с полным вектором напряженности современного магнитного поля, что подтверждается сопоставлениями карт Z_a и $(\Delta T)_a$.

Если допустить участие в верхней части базальтового слоя сильно уплотненных метаморфических пород кислого состава, то средняя намагниченность толщи, лежащей ниже поверхности Конрада, при соотношении кислого и основного составов 1:1 составит не более $1400 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Такое предположение согласуется с данными Н. И. Павленковой [4], согласно которым на глубинах 10—30 км выделяется промежуточный слой, представляющий чередование слоев с пониженной и повышенной скоростями, и только нижний слой коры по величине скорости распространения сейсмических волн (более 6,8—7,0 км/с) может быть полностью сложен породами основного состава.

Оценка намагниченности базальтового слоя была выполнена еще одним путем -- по установленным нами полям корреляции индуктивной намагниченности и плотности пород, слагающих верхнюю часть гранитного слоя (рис. 1). Убедительные материалы по связи плотности и магнитной восприимчивости пород получены Н. Б. Дортман, которая на основе статистической обработки результатов измерений большого числа образцов из интрузивных комплексов различных формаций установила прямую зависимость каждого из этих параметров от основности породы. Совместное рассмотрение графиков $\sigma = f(\text{SiO}_2)$ и $\kappa = f(\text{SiO}_2)$, приве-

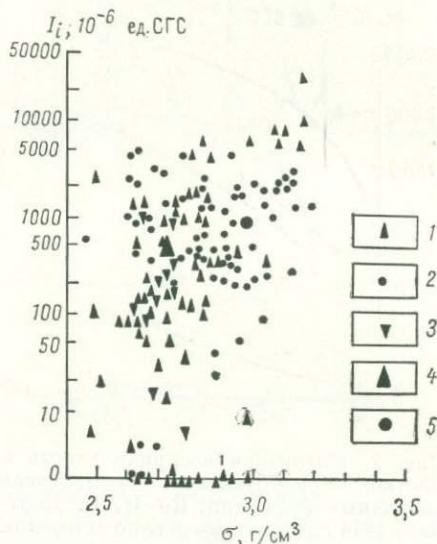


Рис. 1. Поле корреляции индуктивной намагниченности и плотности докембрийских пород Украинского щита.

1 — метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы; 2 — интрузивные образования основного состава; 3 — чарнокиты; 4, 5 — средневзвешенные значения плотности

денных Н. Б. Дортман, позволило нам показать в более очевидной форме связь магнитной восприимчивости и плотности пород (рис. 2).

Если допустить, что породы верхней части коры, уплотненные до $\sigma = 2,9 \text{ г/см}^3$, объясняют скорость сейсмических волн на границе Конрада, то I_i , соответствующая этой плотности, редко превосходит $2000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Отношение I_n/I_i для пород Украинского щита, как правило, близко к единице. Поэтому намагниченность второго ферромагнитного слоя можно оценить примерно $4000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Такую величину намагниченности вероятно можно рассматривать как верхний предел базальтового слоя, так как принятая при определении I_i плотность $2,9 \text{ г/см}^3$ соответствует максимальным значениям скоростей сейсмических волн для этой границы раздела.

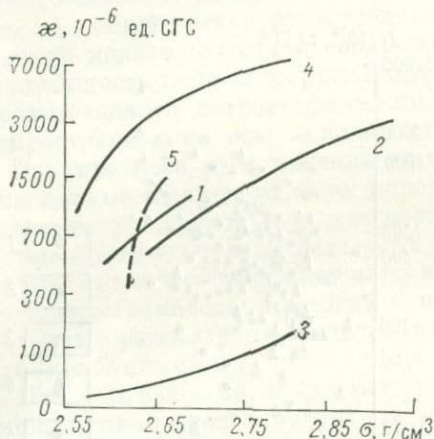


Рис. 2. Магнитная восприимчивость и плотность интрузивных комплексов различных формаций. По Н. Б. Дортман, 1974 г., схематизировано авторами. Габбро-диорит-гранодиоритовая формация: 1 — Селенгино-Яблоновая область, 2 — Зайсанская область; гранитовая формация; 3 — Монголо-Охотская область; гранит-гранито-сиенитовая формация; 4 — Сихотэ-Алинская область; ферромагнитная субформация гранит-лейкогранитовой формации, 5 — Бурейский массив

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что среднее значение намагниченности базальтового слоя больше средней намагниченности гранитного слоя в 5—10 раз. Более высокие значения намагниченности нижней части земной коры не противоречат представлениям о развитии здесь пород высоких степеней метаморфизма, так

как рядом исследователей показана зависимость намагниченности пород от степени их метаморфической переработки.

Естественно, нижней границей второго ферромагнитного слоя является изотермическая поверхность Кюри магнетита. Температура Кюри магнетита (585°C) на щитах по материалам различных исследователей достигается на глубинах 20—95 км. По обобщенным данным о тепловом потоке щитов эти глубины составляют 34—40 км. По устному сообщению Р. И. Кутаса с учетом последних сведений о составе нижней части земной коры предполагается, что для различных блоков Украинского щита температура на глубине 50 км изменяется от 416 ± 50 до $610 \pm 50^\circ \text{C}$. При таком температурном режиме возможны значительные колебания глубин до изотермы Кюри магнетита.

Эти сведения о температурах допускают существование магнитной модели со следующим распределением намагниченности

96

в разрезе земной коры (рис. 3, а). Гранитный слой в горизонтальном направлении намагничен неоднородно, крупные блоки имеют среднюю намагненность в пределах $(100-420) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Для второго ферромагнитного слоя принято максимальное из

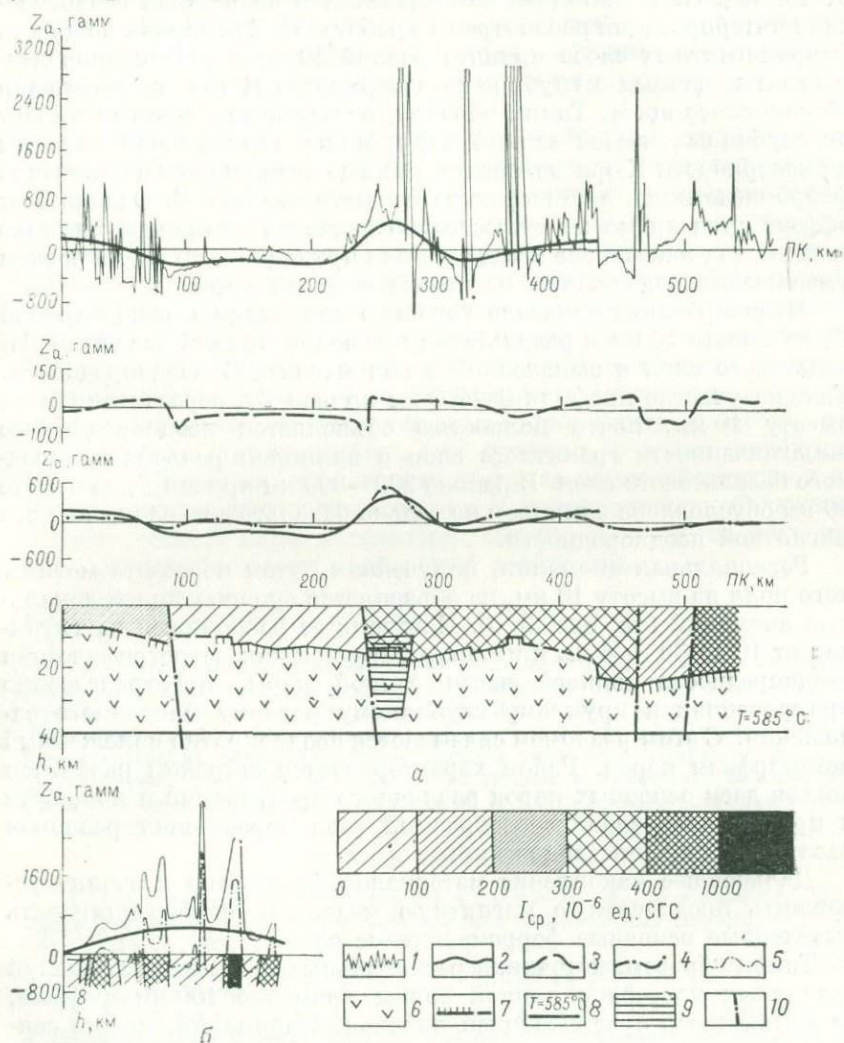


Рис. 3. Магнитная модель земной коры (а) и пример вклада источников локальных аномалий в региональную составляющую магнитной аномалии (б). 1 — исходная кривая Z_a ; 2 — кривая Z_a , пересчитанная на высоту 10 км; 3 — теоретическая кривая Z_a от гранитного слоя, 4 — то же, от базальтового слоя; 5 — то же, от локальных источников на участке положительной региональной магнитной аномалии; 6 — базальтовый слой ($I_{cp} = 4000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); 7 — поверхность Конрада; 8 — положение изотермы Кюри магнетита; 9 — источник региональной магнитной аномалии (эффективная намагненность $I_{\Phi} = 2500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); 10 — глубинные диазоны

возможных значений средней намагниченности — $4000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Среди однородно намагниченных пород этого слоя выделена магнитная неоднородность с эффективной намагниченностью 2500×10^{-6} ед. СГС. Методика ее выделения и возможная геологическая интерпретация рассмотрены в работе [3]. Суммарная мощность ферромагнитных слоев принята равной 40 км с учетом приведенных выше данных о глубине до поверхности Кюри магнетита для Украинского щита. Таким образом, остается не учтенным эффект от глубинных частей земной коры, ниже минимальной глубины до поверхности Кюри магнетита, где еще возможно существование ферромагнетиков, а температура не достигает 585° С. Однако этот эффект вряд ли может существенно исказить суммарное влияние модели, так как многие исследователи приходят к выводу о резком уменьшении содержания магнетита в низах коры.

Моделирование показало хорошую корреляцию между кривой Z_a на высоте 10 км и результатами решения прямой задачи от базальтового слоя и выявленной в нем магнитной неоднородности. Так, на участке профиля 0—400 км кривая Z_a , пересчитанная на высоту 10 км, почти полностью объясняется неоднородностью намагниченности гранитного слоя и влиянием рельефа однородного базальтового слоя. В районе 200—300 км кривая Z_a на высоте 10 км обусловлена влиянием не только базальтового слоя, но и его магнитной неоднородности.

Региональная аномалия, полученная путем пересчета магнитного поля на высоту 10 км, не объясняется суперпозицией локальных аномалий (см. рис. 3, б). Источник ее расположен на глубинах от 10 до 30 ± 6 км и интерпретируется как петрографическая неоднородность нижней части земной коры, пространственно приуроченная к крупному глубинному разлому мантийного заложения. С этим разломом связывается неоднократно наложенный метаморфизм пород. Район характеризуется широким развитием поясов даек основных пород различного простиранья и мощности и представляет собой своеобразный узел пересечения разломов различной глубины заложения.

Дальнейшее накопление материалов безусловно позволит усложнить предлагаемую магнитную модель и дифференцировать выделенные основные ферромагнитные слои.

Таким образом, источники региональных магнитных аномалий различных классов с длиной волны примерно 100 км и более, не являющиеся суперпозицией локальных аномалий, можно связывать не только с неоднородностью строения глубинных зон земной коры, но и с рельефом слоев, различающихся по намагниченности.

Проанализированные материалы по намагниченности земной коры и результаты моделирования магнитного эффекта при различных вариантах распределения намагниченности приводят к выводу о том, что магнитная модель земной коры Украинского щита может быть представлена следующим образом. Верхняя часть

коры до глубины 8—10 км в горизонтальном направлении намагничена неоднородно, распределение намагниченности в ней обусловлено петрографическим составом и степенью метаморфической переработки пород, а в конечном счете — историей развития региона. Вклад гранитного слоя в региональную составляющую поля зависит от насыщенности разреза источниками локальных аномалий и должен быть оценен путем интерпретации этих аномалий и анализа их суммарного эффекта.

Намагниченность нижней части земной коры, условно относимой к базальтовому слою, определена по предполагаемому составу этого слоя, связи между его плотностью и намагниченностью и по намагниченности пород, выходящих на поверхность докембрия. Региональная составляющая магнитного поля не исчезает под влиянием однородного намагнитенного базальтового слоя и представляет суммарный эффект однородного намагничения и существенных магнитных неоднородностей в составе нижней части земной коры. Эти неоднородности можно связать с внутрикоровой дифференциацией и образованием вторичных ферромагнитных минералов главным образом в результате процессов серпентинизации, приуроченных, как правило, к зонам глубинных разломов. Возможно представить и другие метаморфические и метасоматические процессы, ведущие к интенсивному обогащению участков земной коры магнетитом. Однако обсуждение этих проблем выходит за рамки настоящего сообщения.

ABSTRACT

Various ferromagnetic layers of the crust have been evaluated as to their magnetization and contribution to the geomagnetic field. The average magnetization of the lower crust is shown to be five to ten times higher than that of the upper crust. A magnetic model of the crust in the Ukrainian Shield has been constructed. Magnetic inhomogeneities have been located in the lower crustal layers. They are believed to be related to secondary ferromagnetic minerals formed during the alteration of basic rocks in crustal fault zones.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисов А. А., Круглякова Г. И., Фирсова Д. Б. Температура верхов мантии в свете анализа геомагнитных данных. — «Докл. АН СССР», т. 207, 1972, № 5, с. 1184—1187.
2. К а л я е в Г. И. Проблема связи гранитоидного магнетизма и складчатости фундамента. — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 16—29.
3. К р у т и х о в с к а я З. А., П а ш к е в и ч И. К. Магнитное поле и строение земной коры древних щитов. — «Геофизический сборник АН УССР», вып. 62. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 3—15.
4. П а в л е н к о в а Н. И. Волновые поля и модель земной коры. Киев, «Наукова думка», 1973. 219 с. с ил.
5. С и м о н е н к о Т. Н. О привлечении данных магнитометрии для целей выяснения глубинного строения земной коры платформенных областей. — «Советская геология», 1962, № 8, с. 3—15.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИНАМИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Одной из важнейших задач геологической интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) является определение геологической природы границ внутри консолидированной коры. Наибольший интерес представляет непосредственное выяснение генезиса сейсмической границы на основании соответствующего комплекса кинематических и динамических характеристик сейсмических волн, отраженных или преломленных на этой границе. Ниже на материалах по Средней Азии и сопредельным территориям, а также Кавказу делается попытка объяснить наблюдаемые различия в динамике сейсмических волн от границы Конрада особенностями геологического строения этой границы.

В южных районах Средней Азии и сопредельных территорий выполнено значительное число сейсмических профилей. На большинстве из них в средней части консолидированной коры на глубинах 18—25 км фиксируется одна сейсмическая граница, которую по положению в разрезе коры и зарегистрированным ниже ее скоростям сейсмических волн (6,8—7,2 км/с) следует отождествлять с границей Конрада (К) [1]. По данным глубинного сейсмического зондирования волна P^* , связанная с этой границей, определена в большей части случаев как отраженная докритическая и закритическая. От этой же границы, как правило, в небольшом интервале выделяется и слабо рефрагированная волна. Однако разделить волны от указанной границы на отдельные по большинству профилей ГСЗ невозможно. Поэтому на схеме интенсивности (рис. 1) оценена интенсивность единой волны, в основном отраженной, но возможно состоящей из трех различных волн (отраженной докритической, отраженной закритической и рефрагированной). На профилях, обработанных методом Земля, оценена интенсивность обменной волны на той же границе К. Сейсмические профили, выполненные методами ГСЗ и Земля, во многих случаях пересекаются, и поэтому есть уверенность, что разными методами фиксируется одна и та же граница.

На рис. 1, где показано районирование территории юга Средней Азии и сопредельных территорий в зависимости от интенсивности волны, связанной с границей К, выделяются два типа структур. В пределах впадин (Ферганской и Таджикской) интенсивность этой волны сравнительно невелика, а в некоторых случаях она вообще не выделяется. На тех участках, где профили пересекают

горные области, интенсивность волны резко возрастает. Складывается впечатление, что интенсивность сейсмической волны от границы К здесь зависит от направленности неотектонических движений — большая на поднятиях и меньшая во впадинах.

Однако выявленной закономерности можно дать и иное объяснение. Как свидетельствует палеотектонический анализ, Таджикская и Ферганская впадины образовались на месте древних срединных массивов [2]. Ниже меловых и кайнозойских осадков там

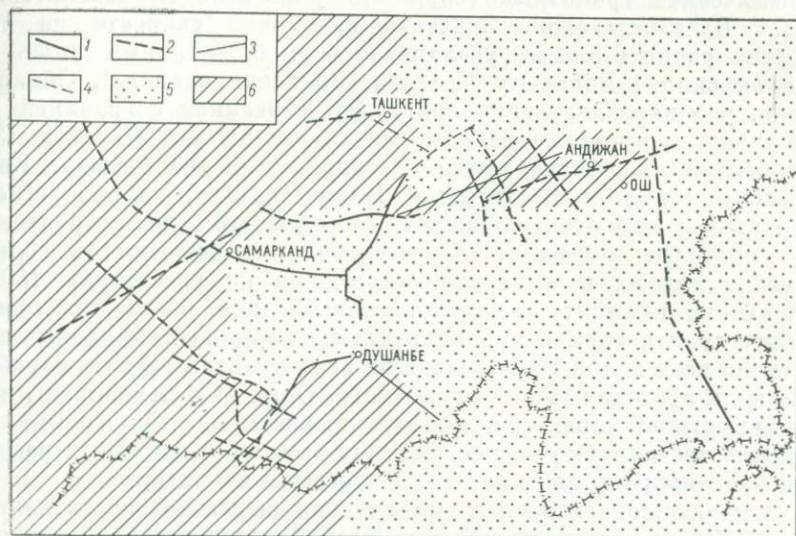


Рис. 1. Интенсивность волны от границы Конрада в Средней Азии и сопредельной территории.

Участки сейсмических профилей, где зарегистрирована волна от границы Конрада: 1 — сильная, 2 — средняя, 3 — слабая, 4 — то же, не зарегистрирована; 5 — области интенсивных поднятий; 6 — неотектонические впадины

предполагаются древнейшие архейские и раннепротерозойские образования. Граница К, расположенная в этих впадинах на глубине примерно 20 км, скорее отвечает подошве архейского метаморфического комплекса или же проходит где-то в основании первичной земной коры.

Иное структурное положение имеет эта граница в пределах рифейско-палеозойских складчатых сооружений, вовлеченных в поднятие в неотектонический этап. В этих областях мощность палеозойских и подстилающих верхнепротерозойских осадочно-метаморфических образований очень велика и во многих случаях достигает 15—20 км. Следовательно, там граница К отвечает более высокому структурному рубежу, являясь скорее всего структурной границей, разделяющей раннепротерозойский и позднепротерозойский (рифейский) складчатые комплексы. Резкая

структурная перестройка, происшедшая в Средней Азии и сопредельных территориях перед рифеем, возможно и определила более резкий характер этой границы. Далее в течение более миллиарда лет эта граница оставалась как бы «законсервированной». Это привело к ее выравниванию и образованию протяженных отражающих площадок, чем и вызвана большая интенсивность связанных с нею волн.

Интерпретация материала ГСЗ на Кавказе показывает, что граница К выделяется практически повсеместно и везде разделяет сейсмические гранитный ($v_{пл} = 5,6 \div 6,0$ км/с) и базальтовый ($v_{пл} = 6,5$ км/с) слои. Значение граничной скорости на ней обычно равно 6,5 км/с, увеличиваясь до 6,8—7,2 км/с лишь на южном склоне Большого Кавказа (Рионская впадина). Обнаружено, что характеристики волны P^* , связанной с границей К, различны в пределах разных тектонических зон Кавказа [3]. Наибольшей четкостью волна P^* обладает на участке вала Карпинского (профиль Волгоград — Нахичевань). Здесь она регистрируется в виде очень сложного, многофазного и доминирующего по амплитуде колебания. С расстоянием интенсивность волны заметно падает, и в первые вступления на расстоянии 150—160 км она выходит уже заметно ослабленной. Форма годографа вблизи пункта взрыва криволинейная, а на конце прямолинейная. В таком виде волна P^* выделена на всех пунктах взрыва, отработанных в пределах вала Карпинского. Опыт ГСЗ показывает, что доминирующий характер промежуточных волн на сейсмограммах — явление чрезвычайно редкое, поэтому выделение подобных регионов и интерпретация таких волн чрезвычайно интересны.

С продвижением на юг амплитудная выразительность волны P^* ослабевает, на участке Терско-Каспийского прогиба она не отличается от всех остальных волн «кбровой» группы. Выделение ее на сейсмограммах профиля ГСЗ Волгоград — Нахичевань, тем не менее, вполне надежно вследствие полной и непрерывной системы наблюдений по указанному профилю. На этом участке профиля форма годографа волны P^* на всем интервале прослеживания близка к прямолинейной.

На участке профиля, пересекающем высокогорный Кавказ, свойства волны P^* меняются. Из всех последующих волн она наиболее выразительная и нередко доминирующая. Форма годографа — криволинейная. На южном склоне Большого Кавказа интенсивность волны P^* снова падает. Резко сокращается интервал ее непрерывной корреляции. На втором пересечении Большого Кавказа и Терско-Каспийского прогиба (профиль Степное — Бакуриани) свойства волны P^* сходны с особенностями волн, регистрируемыми на тех же участках профиля Волгоград — Нахичевань.

Наиболее изменчивы кинематические и динамические характеристики волны P^* по профилю Черное море — Каспийское море. На самом восточном его окончании волна P^* выделяется

в последующих и первых вступлениях обычно в виде непротяженных осей синфазности, несколько большей амплитуды по сравнению с другими волнами, частыми разрывами корреляции. Форма годографа волн P^* ближе к криволинейной. С продолжением на запад волна становится устойчивее и протяженнее. На участке Талыш-Вандамского гравитационного максимума это наиболее протяженная и интенсивная волна, регистрируемая сразу же за волной P^0 и сменяющая ее в первых вступлениях, начиная с 70—80 км от пункта взрыва. Здесь форма годографа волн P^* близка к прямолинейной, нагоняющие годографы параллельны.

Далее на запад в пределах Средне-Куринской впадины область прослеживания волн P^* передвигается на большие времена и расстояния. Амплитуда волны здесь достаточно велика, но не доминирующая. Форма годографа — криволинейная в последующих вступлениях и прямолинейная в первых вступлениях. В Рионской впадине волна P^* полностью утрачивает доминирующее значение и ничем не выделяется среди остальных волн «коровой» группы, кроме высоких значений скорости (до 7,2 км/с).

Таким образом, в пределах Кавказа регистрируются волны P^* не только разной интенсивности, четкости и сложности, но и различной физической природы. На рис. 2 отражена попытка провести районирование территории Кавказа в зависимости от характера волновой картины, вызванной границей К. Выделены зоны, в которых фиксируется сильная закритическая отраженная волна, превышающая по интенсивности отражения от границы Мохоровичича, а головная преломленная волна надежно не выделяется. Это хребет Большой Кавказ и район Вандамского гравитационного максимума, где закритическая отраженная волна также интенсивна. Сюда не отнесен район Дзирульского массива, где отраженная волна несколько менее интенсивна.

Другой тип волновой картины свойствен Терско-Каспийскому и Южнокавказскому прогибам. Закритическая отраженная волна здесь практически не выделяется. На сейсмограммах фиксируется преломленно-рефрагированная волна невысокой интенсивности. Как особые участки отмечаются вал Карпинского (доминирующая отраженно-преломленная волна) и южная часть Талыш-Вандамского максимума силы тяжести (регистрируется четкая, протяженная и интенсивно-рефрагированная волна P^*).

Обнаруженная зональность в сейсмических свойствах границы К контролируется геологическим строением региона. Зоны, в пределах которых от границы К получена интенсивная отраженная волна, — это антиклинальные структуры с мощным гранитным слоем. В течение герцинского и альпийского геотектонических этапов эти зоны оставались приподнятыми. В противоположность им зоны, где закритическая отраженная волна от раздела гранит — базальт на сейсмограммах не выделена, — это области устойчивых прогибаний в течение герцинского и альпийского геотектонических циклов.

Различие сейсмических свойств границы К под прогибами и поднятиями объясняется тем, что под мегантиклинорием Большого Кавказа и под Дзирульским массивом граница К является

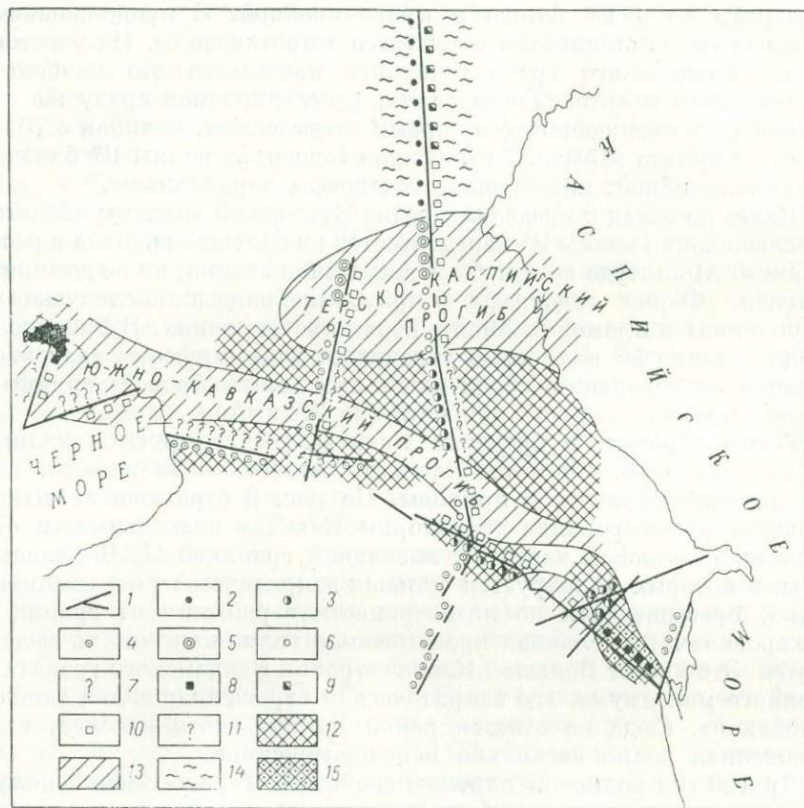


Рис. 2. Районирование Кавказа в зависимости от сейсмических свойств границы Конрада.

1 — профили ГСЗ; закритическая отраженная волна: 2 — очень сильная, доминирующая, 3 — сильная, 4 — средняя, 5 — слабая, 6 — плохо выраженная, 7 — не выделяется; головная преломленная волна: 8 — сильная, 9 — обычная, 10 — слабая, 11 — уверенно не выделяется; зоны: 12 — граница Конрада характеризуется сильной закритической отраженной волной, на фоне которой головная волна надежно не выделяется, 13 — четко выделяется головная волна, отраженная волна невыразительная или отсутствует, 14 — отраженная волна исключительно интенсивная (вал Карпинского), 15 — головная преломленная волна интенсивная (южная часть Талыш-Вандамского гравитационного максимума)

структурной, разделяя архейские и рифейские складчатые комплексы.

Иная обстановка сложилась под развивающимися герцино-альпийскими прогибами. Здесь длительное время шел и продолжается сейчас процесс переработки гранитного слоя в базальтовый. Границу К под прогибами следует рассматривать как рубеж различных фаций метаморфизма. Под названными прогибами эта

сейсмическая граница расположена на глубинах 25—30 км. Следовательно, давление там имеет величину около 80 кбар, а температура при величине плотности теплового потока $0,85 \text{ мккал}/(\text{с} \cdot \text{см}^2)$ колеблется в интервале 700—800° С. Это условия формирования гранулитовой фации регионального метаморфизма. Зона преобразования минеральных ансамблей амфиболитовой фации в гранулитовую достаточно широкая (сотни метров), и поэтому нет оснований ожидать под прогибами резкую сейсмическую границу. Скорее она должна быть постепенной, изрезанной, поскольку процесс метаморфизма идет избирательно, подчиняясь вещественным и структурным неоднородностям. Очевидно, что в таком случае нет условий для формирования сколько-нибудь протяженных выровненных площадок, которые могут вызвать сильную отраженную волну. Преломленная же волна в такой обстановке должна быть достаточно четкой, поскольку переход от зеленосланцевой и амфиболитовой фаций к гранулитовой сопровождается скачком плотности и скорости.

Таким образом, несмотря на существенные различия в геологической истории двух рассмотренных регионов (Тянь-Шаня, входящего в область палеозойской складчатости и вовлеченного в неотектоническую активизацию, и Кавказа, принадлежащего альпийской складчатой области), динамические особенности границы К оказались сходными. Под прогибами интенсивность отраженной волны оказывается меньше, чем под поднятиями. Эта закономерность, наблюдаемая на обоих регионах, позволяет считать, что динамика границы К каким-то образом связана с процессами, обуславливающими резкую направленность неотектонических движений. Не отвергая полностью такого объяснения, авторы считают необходимым обратить внимание и на вторую возможную причину высокой интенсивности отраженной волны под поднятиями — различие в древней (рифейской и палеозойской) истории прогибов и поднятий. Поднятия Тянь-Шаня и Кавказа возникли на месте длительных (с начала рифея) и крупных прогибаний, достигавших 15—20 км. Четкая отражающая граница под такими зонами может быть структурной, отвечающей подошве байкальского (рифейского) складчатого комплекса. Развитие прогибов шло другим путем (опускание архейских массивов на Тянь-Шане или базификация под геосинклинальными трогами Кавказа), вследствие этого динамика сейсмических волн оказалась иной.

Может быть предложено еще одно объяснение высокой интенсивности отраженной волны под неотектоническими поднятиями, объединяющее до некоторой степени два предыдущих. Накапливается все больше данных в пользу того, что под хребтами непосредственно над границей К расположен волновод (слой пониженной скорости). Возникновение таких волноводов объясняется нами гранитизацией мощных толщ рифейских и раннепалеозойских осадков, что привело к значительному снижению в них

скорости упругих волн и плотности. Это разуплотнение явилось, с одной стороны, причиной неотектонических поднятий, а с другой, обусловило возникновение интенсивной отраженной волны, поскольску на границе К возник значительный скачок скорости. О существовании волноводов под прогибами нет никаких данных.

Таким образом, динамические особенности волн от границы К оказываются различными по линии профиля. Такие различия в волновой картине коррелируются с тектоническим строением региона. Это позволяет использовать динамику отраженных волн для изучения природы сейсмических границ и геодинамических процессов в коре.

ABSTRACT

The dynamic of the waves from the Conrad discontinuity is analysed for two regions of different geological histories, the South Central Asia and the Caucasus. It is found that in both regions the intensity of a reflected wave under the uplifts is greater than under the depressions. In the Caucasus a strong refracted wave is recorded under the depression while under the range it is not detected. A correlation is established between the topography and the geological structure on one hand and the dynamics of seismic waves from the Conrad discontinuity on the other. The differences in the dynamics are related to the ancient (Riphean and Paleozoic) history and to the recent geological processes. An intensive reflected wave under the uplifts is likely to be caused by a waveguide above the Conrad boundary produced by the granitization of thick Riphean and Paleozoic sequences. The waveguide seems to be responsible for the origin of a neotectonic uplift.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вольвовский И. С. Сейсмические параметры и структура земной коры СССР. М., «Недра», 1973. 208 с. с ил.
2. Карта тектоники докембрийских континентов. М., «Наука», 1974. Авт.: Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др.
3. Краснопевцева Г. В., Резанов И. А. О геологической природе границы Конрада на Кавказе. — «Изв. вузов. Сер. Геология и разведка», 1974, № 9, с. 19—26 с ил.

УДК 550.834.08 : 551.24 (47 + 57)

*Л. П. БАРСКОВА, Г. В. ЕГОРКИНА, Т. М. ЛИНЬКОВА,
А. Н. МОЗЖЕНКО, М. К. ПОЛШКОВ, И. В. ПОМЕРАНЦЕВА*
(ВНИИ Геофизика Мингео СССР)

ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОМПЛЕКСОМ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ (МЕТОД «ЗЕМЛЯ»)

В 1957 г. в СССР была создана сейсмологическая аппаратура «Земля» с промежуточной магнитной записью [3], использованная для наблюдений в различных районах Средней Азии, а с 1962 г. на юго-востоке Русской платформы. Работы комплексом «Земля», выполненные специалистами из Советского Союза и ГДР в тече-

ние 1969—1970 гг., позволили покрыть площадь 50 000 км² в Северо-Германской впадине густой сетью профилей общей протяженностью 3500 км с шагом наблюдений 5 км. На всей территории детально изучено строение земной коры [1].

Комплекс «Земля» объединяет аппаратуру запись — воспроизведение, методику полевых наблюдений и интерпретации материалов. Аппаратура состоит из полевого регистратора и лабораторного воспроизведения магнитной записи и представлена в виде малогабаритного десятиканального магнитофона со скоростью движения магнитной ленты 1 мм/с. Полоса регистрируемых частот составляет 0,5—10 Гц, динамический диапазон — 70 дБ. Длительность непрерывной регистрации — до 10 сут. Минимальное регистрируемое смещение почвы на частоте 1 Гц составляет 8—10 нм.

Группа полевых регистраторов устанавливается на местности с соответствующими интервалами. Маркировка времени осуществляется по радио и от внутренних кварцевых часов. В полевых регистраторах предусмотрена автоматическая калибровка сейсморегистрирующих трактов, включаемая по специальной программе через 10—12 ч.

Полевые магнитные ленты поступают на обзорную станцию воспроизведения. Скорость магнитной ленты на ней равна 100 мм/с. Скорость осциллографной бумаги — 0,1 мм/с. Суточная запись уместается на осциллограмме длиной 7—8 м. На обзорной сейсмограмме выделяются сигналы с полезной информацией и определяется истинное время прихода с точностью до 1 мин.

Воспроизведение сигналов с целью получения сейсмограмм, предназначенных для интерпретации, производится на устройстве основного воспроизведения. Здесь при ускоренном движении магнитной ленты (10—40 мм/с) сигналы усиливаются, фильтруются и регистрируются либо на оптическом осциллографе, либо подаются на вход стандартной цифровой сеймостанции с целью перевода аналоговой информации в цифровой код. На вход цифровой станции сигналы подаются непосредственно с магнитной головки воспроизведения без усиления и фильтрации.

Основными задачами, решаемыми с помощью аппаратуры «Земля», являются:

1) изучение рельефа сейсмических границ в земной коре, начиная с осадочного чехла, поверхности кристаллического основания и включая поверхности Конрада, Мохоровичича и границы верхней мантии;

2) изучение скоростной характеристики земной коры и мантии по волнам Р и S;

3) помощь в изучении сейсмичности территорий, определение координат очагов землетрясений, их класса, механизма очага, скоростной характеристики в очаговой зоне, областей, характеризующихся концентрацией напряжений, и т. п. (в комплексе с другими видами сейсмологических работ).

Работы с аппаратурой «Земля» в зависимости от поставленных задач осуществляются либо по профилям с обязательным наличием двух-трех выносных станций, либо по площади. В ряде случаев используется комплексирование наблюдений по профилям с одновременными площадными исследованиями. Примером такого комплексирования являются работы в Ташкенте [5] и Армении [6].

При работе с аппаратурой «Земля» волны Р и PS от далеких и близких землетрясений используются для построения рельефа границ в земной коре [4]. Волны Р и S от попутных и специальных взрывов позволяют получать скоростную характеристику осадочной и кристаллической толщ земной коры, а от близких землетрясений (эпицентральные расстояния $\Delta = 1 \div 10^\circ$) — коры и верхней мантии. При удачном расположении станций относительно очага возможно определение его координат. Волны Р и S от местных землетрясений (Δ до 1°) дают возможность определять координаты очагов и скоростную характеристику среды в очаговой зоне [5].

Методика интерпретации волн Р и PS от далеких и близких землетрясений разработана для платформенных регионов [4, 6, 8] и исследуется для горных и рудных регионов. Она заключается в выделении на записях волн Р и PS, их корреляции от станции к станции, построении временных разрезов, определении природы волн PS, определении по ним углов наклона границ раздела, скоростных параметров среды, построения глубинных карт и разрезов по всем сейсмическим границам раздела земной коры.

Построение глубинных карт и разрезов осуществляется по одному-двум, а иногда и более горизонтам в осадочном чехле (при глубине залегания поверхности фундамента более 5 км, наличии обменно-образующих границ в осадочной толще и сведений о коэффициенте $K = v_P/v_S$), по поверхности кристаллического фундамента (варисский, каледонский, докембрийский), по зоне перехода от гранитного слоя к базальтовому, по границам внутри базальтового слоя, по зоне перехода от коры к мантии (поверхности Мохоровичича I и II) и по границам в верхней мантии.

Разработана методика выделения и трассирования по площади зон тектонических нарушений на основании совокупности ряда признаков — волновых, структурных и сеймотектонических.

Методика интерпретации волн Р и S по записям близких землетрясений и взрывов включает определение координат очагов и времени t_0 , построение годографов волн Р и S по отраженным и преломленным волнам, нахождение по этим годографам кривых распределения $v_{ср. P}$ и $v_{ср. S}$ с глубиной, изучение анизотропии скоростей поперечных волн и распределения коэффициента анизотропии K_π по площади. По максимальному значению K_a возможно установить участки концентрации напряжений в сейсмоактивных зонах [1]. Методика интерпретации волн Р и S по местным землетрясениям заключается в определении координат очагов ($H, x,$

y ; H — глубина) и скоростной характеристики ($v_{ср. P}$, $v_{ср. S}$) по программе, изложенной в работе [2].

Работы с аппаратурой «Земля» проведены в СССР и за рубежом (ГДР, Куба) на профилях общей протяженностью более 20 000 км, в пределах древних платформ (Русской и Сибирской), глубоких депрессионных впадин (Прикаспийской, Днепровско-Донецкой, Северо-Германской и др.), передовых прогибов (Западно-Кубанского, Предкошетадагского и др.), горных областей Средней Азии (Памир, Тянь-Шань, Копетдаг), Кавказа и Сибири. Мощность осадочного чехла в этих районах изменяется в интервале 0—20 км, скорость продольных волн — 0,5—5,0 км/с. Работы проводились как в условиях простого строения осадочного чехла, где наблюдается монотонное и слабое возрастание скорости с глубиной [6], так и в сложных, когда в толще осадков имеются высокоскоростные карбонатные породы, соленосные отложения и купола. В ряде районов в осадочном чехле присутствуют эффузивы и многолетнемерзлые породы. Исследованные регионы характеризуются наличием одного (докембрийского) [6], двух (докембрийского и палеозойского) [8] и трех (варисцийского, каледонского и докембрийского) фундаментов. По тектонической природе это платформы (глубина залегания коры $h_k = 30 \div 40$ км) и геосинклинальные зоны ($h_k = 40 \div 70$ км).

Для всех перечисленных регионов получены глубинные разрезы, скоростные характеристики и модели строения коры. Мощность коры по данным волн P изменяется в пределах 22—80 км (см. рисунок). Средние скорости продольных волн для всей коры колеблются в интервале 5,2—7,2 км/с. Строение коры и верхней мантии различное. Это находит отображение в гравитационном и магнитном полях. Низы кристаллической толщи коры и верхи мантии определяют крупные гравитационные аномалии, верхи кристаллической толщи коры (до 10—15 км) являются источниками крупных магнитных аномалий.

Разрезы коры, построенные по волнам PS с использованием данных волн P и S , характеризуются следующими особенностями.

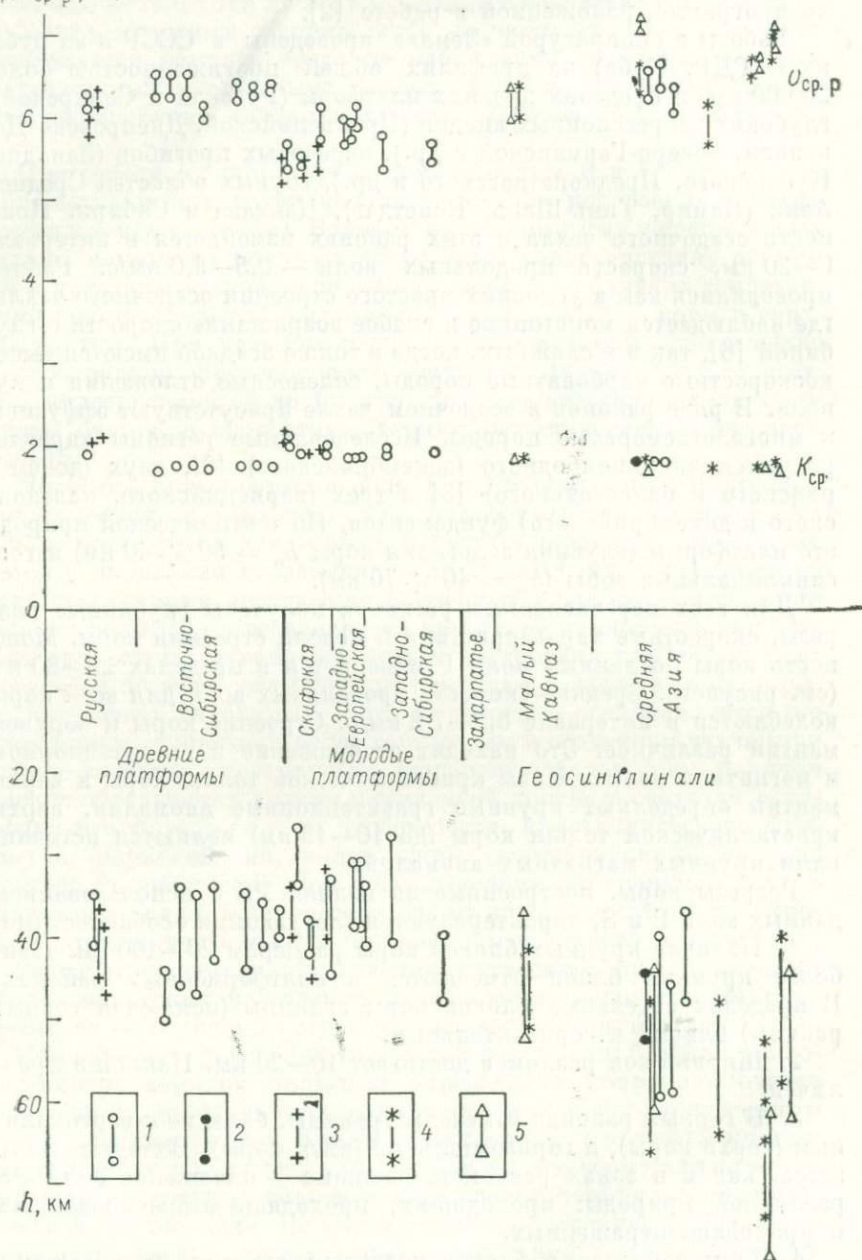
1. Наличие крупных блоков коры размером 20—100 км. Наиболее крупные блоки отмечаются в платформенных районах. В пределах отдельных блоков коры границы (исключая горные районы) близки к горизонтальным.

2. Ширина зон разломов достигает 10—20 км. Наклон их различен.

3. В горных районах отмечены границы, близкие к вертикальным (верхи коры), и горизонтальные (низы коры). Волновые поля здесь, как и в зонах разломов, сложные — наложение волн PS различной природы: проходящих, проходяще-дифрагированных и проходяще-отраженных.

4. Зоны сочленения блоков коры нередко являются местами проявления современных движений, особенно в пределах Альпийской складчатой области.

$v_{\text{ср}}, U_{\text{ср}} \rho, \text{ км/с}$



Интервалы изменения глубин h , средних значений скоростей $v_{\text{ср}}$ и коэффициента $K_{\text{ср}} = v_P/v_S$ до поверхности Мохоровичича для различных регионов.

1 — древние платформы; 2 — передовые прогибы; 3 — внутриплатформенные впадины; 4 — межгорные впадины; 5 — горные районы

Данные о строении коры, полученные при интерпретации различных волновых полей, подтверждают материалы КМПВ и ГСЗ, а в ряде районов их уточняют.

ABSTRACT

During the period of 1962—1975 the system of the «Zemlia» method consisting of the technique and instruments has been developed. The method allows rapid structural study of the Earth's crust and Upper Mantle by recording P, S, PS, and R waves generated by earthquakes and explosions at epicentral distances of 0 to 160° and frequencies of 0,5 to 20 cps.

The paper gives a brief description of the equipment, field technique and methods of interpretation of the results obtained.

The «Zemlia» surveys conducted in various regions of the USSR provided structural sections of the Earth's crust and Upper Mantle, velocity sections, seismicity characteristics of the regions surveyed and correlation between the crustal structure and zones of recent movements of the crust.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоркина Г. В. Природа анизотропии скоростей сейсмических волн в условиях Армении. — «Прикладная геофизика», вып. 78. М., «Недра», 1975, с. 106—118 с ил.

2. Кузина Д. А. Обработка на ЭВМ записей местных землетрясений, регистрируемых станцией «Земля». — «Прикладная геофизика», вып. 62. М., «Недра», 1971, с. 3—14 с ил.

3. Мозженко А. Н. Аппаратура магнитной записи для регистрации землетрясений и удаленных взрывов. — «Изв. АН СССР», 1965, № 1, с. 33—38 с ил.

4. Померанцева И. В. Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станциями — «Земля». «Прикладная геофизика», вып. 53. М., «Недра», 1968, с. 37—61 с ил.

5. Померанцева И. В. Результаты использования станций «Земля» для изучения очаговой области Ташкентского землетрясения. — В кн.: Сейсмогеология Средней Азии и Дальнего Востока. М., «Советское радио», 1974, с. 41—54 с ил.

6. Применение сейсмологических станций «Земля» при изучении строения юго-востока Русской платформы. — «Докл. АН СССР», т. 163, 1965, № 1, с. 171—174 с ил. Авт.: И. В. Померанцева, А. Н. Мозженко, И. А. Соколова, Г. В. Егоркина.

7. Строение земной коры северо-западной части Армении. — «Советская геология», 1973, № 6, с. 80—91 с ил. Авт.: Г. В. Егоркина, И. А. Соколова, Л. М. Егорова и др.

8. Теоретические и экспериментальные исследования обменных волн землетрясений. Под ред. М. К. Полшкова. М., изд. ВНИИ Геофизики, 1973, 163 с. с ил.

С. А. ВАСИЛЬЕВ, В. Д. ЗАВЬЯЛОВ,
Ю. В. ТИМОШИН, А. К. УРУПОВ
(ВНИИГеофизика Миннео СССР, УкрНИГРИ Миннео УССР)

ПРИМЕНЕНИЕ ГОЛОГРАФИИ И ДИФРАКЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

Еще в пятидесятые годы сейсморазведчики столкнулись в ряде районов с очень сложными волновыми полями. Это было вызвано сложной формой рельефа и шероховатостью (неоднородностью) сейсмических границ, высоким уровнем разнообразных помех, широким развитием дифракционных явлений и рядом других причин. Для повышения эффективности сейсмических исследований Ю. В. Тимошиным в 1960 г. было предложено (независимо от авторов голографии) решение обратной задачи в сейсморазведке методом дифракционного преобразования (ДП), основанным на использовании поверхностного интеграла формулы Кирхгофа и сходным с голографическим преобразованием [9, 10, 11], состоящим из двух этапов. На первом этапе регистрируют на поверхности наблюдений S предметное, т. е. исходящее от изучаемого объекта, поле $F(P, t)$, где P — точка, t — время. Действительное голографическое изображение предмета формируется в нижнем полупространстве D_1 свободно распространяющимся от поверхности S полем $F_1(P, t)$, порождаемым в D_1 в результате искусственного создания на этой поверхности обращенных во времени зарегистрированных колебаний $\bar{F}|_S$. Символ « \sim » означает операцию обращения поля во времени, например, $\bar{F}(P, t) \equiv F(P, -t)$. Поэтому функция F_1 является решением уравнения свободного распространения волн, причем таким, которое удовлетворяет граничному условию $F_1|_S = \bar{F}|_S$ и подчиняется еще одному условию на бесконечности — поле F_1 не содержит в себе волн, приходящих к поверхности S из бесконечно удаленных от S точек нижнего полупространства.

В работах [1, 2] дан новый вывод малоизвестной второй формулировки принципа Гюйгенса — Френеля о представимости поля в виде суперпозиции элементарных сходящихся сферических волн, как следствие первой широкоизвестной формулировки. Это позволило отказаться от лишних при использовании ЭВМ операций обращения поля во времени, а также выявить связь между решениями краевых задач теории волнового поля и суммированием сигналов вдоль голографов дифрагированных волн. В данном случае удобнее вместо функции F_1 исследовать функцию $E_2 \equiv \bar{F}_1$, описывающую волны, приходящие к поверхности S из бесконечности, и совпадающую на S с предметным полем F_2 . Поле F_2 описывается не интегралом Кирхгофа, а интегралом Кирхгофа —

Зоммерфельда [2]. Тожество $F_2 \equiv F$ исключается, так как функции F_2 и F являются решениями различных уравнений. Нарушение тождественности в соответствии с известной теоремой единственности решения задачи Коши приводит к выводу о различии нормальных производных функций F_2 и F на поверхности S . В монохроматическом случае, согласно теореме Е. М. Ландиса, указанные производные не совпадают ни на каком, даже сколь угодно малом, но конечном участке поверхности S . Следовательно, в процессе получения действительных голографических изображений на поверхности голограммы не воспроизводится ни градиент предметного поля F_{nm} , ни направление этого градиента. Но направления распространения волн и градиентов поля волн связаны между собой. Поэтому, когда речь идет о создании действительных изображений, весьма сомнительным представляется определение голографии как способа восстановления волнового поля или волнового фронта. Основным недостатком голографии, как метода продолжения волнового поля в сторону источников, является искажение градиента поля на поверхности S . Поверхностный интеграл формулы Кирхгофа не воспроизводит на S ни предметное поле, ни его градиент [1, 2].

Голографическим способом вместо предметного поля формируется поле $U(P, t)$ плюс суперпозиция $\Phi(P, t)$ очень сложных по своей структуре псевдоцилиндрических волн [1, 6]. Появление поля Φ приводит к конечности разрешающей способности (РС), предельно достижимой в голографии. Если РС оценивать по размерам светлого пятна, служащего изображением точечного источника, то, согласно проведенным расчетам, в монохроматическом случае упомянутая РС равна Λ в фокальной плоскости и 2Λ по глубине [1, 2]. Сказанное не означает, однако, что при совместном использовании голографии и некоторой дополнительной априорной информации об объекте нельзя установить наличие деталей, меньших длины волны. В сейсморазведке иногда достигается очень высокая точность за счет существенного использования значительной априорной информации. Например, если известно, что объектом является точечный источник, то в рамках структурных исследований остается определить всего три числа — три координаты источника. Иногда предлагают определять скорость распространения волн по максимуму интенсивности поля в точке фокусировки. Между тем при правильном задании скорости в точке фокусировки оказывается минимум интенсивности, если соответствующий источник излучал волну ненулевого ранга [2]. Этот факт следует учитывать в процессе интерпретации.

Приближение геометрической сеймики оказывается весьма грубым в голографии действительных изображений. Так, относительный вклад δF_2 поля Φ , появление которого не предсказывается законами геометрической сеймики, в поле F_2 составляет обычно в монохроматическом случае величину порядка десятков процентов. Если же предметом является источник нулевого ранга,

то на проходящей через него вертикали $\delta F_2 = 100\%$ при любых, в том числе и стремящихся к нулю, длинах волн [1, 2]. Используемый обычно в сейсморазведке импульсный режим действия первичного источника, расположенного в пункте взрыва, когда этот источник действует в течение ограниченного промежутка времени $t_1 \leq t \leq t_2$, является более благоприятным для правильной реконструкции предметного поля F . При указанном режиме в момент $t > t_2$ расходящиеся псевдоцилиндрические волны могут с течением времени освобождать все большие зоны полупространства D_1 , свободные от динамических и кинематических искажений. Это явление подробно описано в работах [1, 6].

Согласно проведенным в [1, 6] исследованиям, в рассматриваемом случае псевдоцилиндрическая волна порождает ложное сейсмическое изображение, заполняющее область $r_P^* - \rho_P < \lambda'_b \equiv \equiv v(t_2 - t_1 - \delta t)$ нижнего полупространства. Здесь ρ_P — расстояние от точки P до оси z ; r_P^* — расстояние между точками O_2 и P ; δt — фазовый сдвиг; v — скорость распространения упругих колебаний в среде. Границами указанной области являются плоскость S и участки гиперboloидов вращения $(z_P - 2h)^2 = = 2\lambda'_{b\rho_P} + (\lambda'_b)^2$, где h — глубина до границы. Указанные границы остаются на месте при смещении мнимого источника по оси z . Изображение границы S_1 заполняет слой — $v\delta t \leq (r_P^* - r_P) < < \lambda'_b$ области $0 < z < z_0$.

В настоящее время теория и вычислительная техника не настолько развиты, чтобы на практике отказаться от использования эвристических способов построения сейсмических изображений, основанных на правдоподобных соображениях, строгое обоснование которых пока отсутствует. Предложенные Ю. В. Тимошиным [10, 11] алгоритмы дифракционного преобразования

$$d_{iS}(P, t, F) \equiv \int_S K_i\{F\} dS, \quad d_{il}(P, t, F) \equiv \int_{l_i} K_i\{F\} dl \quad (1)$$

состоят в суммировании значений наблюдаемого на поверхности S или линии l поля F . Здесь K_i весовые коэффициенты; фигурные скобки означают, что стоящая в них функция берется в моменты $t + \tau_1$, где $t + \tau_1$ — годограф волны, дифрагирующей в точке P в момент t . Аналоговая реализация алгоритмов (1) с помощью фотонакопления сигналов развита В. Д. Завьяловым [7].

Приняв в любом из рассмотренных выше преобразований величину t равной нулю, т. е., суммируя значения поля и (или) его производных вдоль годографов мнимых источников, получим преобразование сейсмозаписей в изображение мнимых источников (М-преобразование). Следует отметить, что в сейсморазведке понятия «мнимый источник» и «точка фокусировки» существенно различны. Например, мнимый источник волн, отраженных от сильно криволинейной границы, может находиться вдали от последней и «размазываться» в поверхность или линию, в то время

как соответствующая точка фокусировки может располагаться поблизости от S . Поэтому М-преобразование целесообразно применять в целях борьбы с нерегулярными помехами лишь в случае относительно слабо криволинейных границ, когда «энергия» изображения мнимых источников достигает высокой концентрации, сосредотачиваясь в достаточно малом объеме. Изображение мнимых источников преобразуется (после подавления помех путем дискриминации сигналов этого изображения по уровню) в изображение среды с помощью формулы Пуассона.

Функции $d_{is}(P, t, F)$, $d_{il}(P, t, F)$ лишь при некоторых частных вариантах выбора коэффициентов K подчиняются волновому уравнению. Они не описывают никакой реальной процесс распространения волн. В результате использования весьма произвольных весовых коэффициентов становится непонятным, каким дифференциальным уравнениям подчиняются эти функции. Их размерность, очевидно, может не совпадать с размерностью поля F . Поэтому преобразования (1) носят формальный характер. С точки зрения теории продолжения поля, дифракционное преобразование представляет собой попытку продолжить в область, содержащую источники, хотя бы некоторые характеристики предметного поля путем замены последнего полями $d_{is}(P, t, F)$, $d_{il}(P, t, F)$, которые будем называть эффективными полями. Иногда полагают, что эффективное поле кинематически подобно предметной волне, и видят обоснование ДП в принципе Гюйгенса и способе изохрон отражения. Однако при отсутствии специального подбора весовых коэффициентов, соответствующего интегрированию голографов дифрагированной и предметной волн, только в так называемой зоне касания дифракционное преобразование не содержит в себе приема, аналогичного приемам построения огибающих в упомянутых принципе и способе. В связи с этим чрезвычайно существенным правдоподобным обоснованием дифракционного преобразования является подтверждаемое рядом экспериментов и расчетов предположение о том, что явно доминирующий вклад в интегралы (1) будут вносить сигналы, расположенные в зоне касания [11].

В градиентной среде поле F точечного источника в нулевом лучевом приближении имеет вид

$$F(P, t) = F_0(\bar{r}_P) \psi_0(t - \tau), \quad (2)$$

где τ — поле времен первого вступления волны источника, несущей импульс $\psi_0(t)$; F — какая-либо компонента поля смещения; \bar{r}_P — вектор, соединяющий начало координат, в котором расположен источник, с точкой P .

Формула (2) описывает также значительно более широкий, нежели поля точечных источников, класс отраженных и преломленных гладкими поверхностями волн, распространяющихся в градиентно-слоистой среде, если под τ понимать поля времен фронтов этих волн.

Изложим результаты исследований динамических и кинематических свойств дифракционного преобразования, базирующихся на изучении импульсного отклика ДП на входной сигнал, заданный в виде волны точечного источника (2), несущей импульс Дирака [тогда $\psi_0(t) = \delta(t)$]. Достоинством указанного способа исследований является предоставляемая им возможность изучать не косвенно (как это, например, имеет место в анализе, базирующемся на рассмотрении диаграмм направленности ДП), а непосредственно на глубинных вертикалях основные динамические и кинематические свойства дифракционного преобразования.

Преобразования (1), как уже говорилось, не воспроизводят динамических характеристик предметного поля. Согласно анализу, основной причиной геометрического сходства изображений, получаемых с их помощью, и структурного строения изучаемой среды является совпадение фронтов или тылов предметной и эффективной волн, в зависимости от соотношения кривизны голографов τ и $(t + \tau_1)$. В то же время другие оси или поверхности синфазности эффективной и предметной волн могут не совпадать между собой [5, 8]. Основным последствием эвристичности алгоритмов (1) является образование ложных хвостов волн, что приводит к обогащению длинноволнового диапазона спектра эффективных волн и к снижению разрешающей способности.

Как показал эксперимент [5], ложные хвосты противоположных по знаку частей синусоидального импульса ψ_0 хорошо взаимно гасятся при создании изображений на расстояниях порядка десятков видимых длин волн от поверхности наблюдений S . При синусоидальном импульсе алгоритм d_{iS} остается все же непригодным для создания изображений на расстояниях двух-трех видимых длин волн от S . Дифракционное преобразование сейсмозаписей профильных наблюдений оказывается, несмотря на его эвристичность, весьма приспособленным для формирования экстремумов вблизи тыла или фронта предметной волны (2), даже если эта волна несет знакопостоянный импульс, а весовые коэффициенты не подбирались. Но и в последнем случае, согласно экспериментальным данным, интенсивность ложных хвостов может оказаться столь значительной, что существенно затруднит корреляционное прослеживание упомянутых экстремумов. Однако такие интенсивные ложные хвосты наблюдались в эксперименте при построении сейсмических изображений лишь на малых, порядка нескольких видимых длин волн расстояниях от линии профиля. Краевой эффект обнаруживается не только за пределами зоны прослеживания, но и внутри нее [5, 8]. Так, при использовании недостаточно малых (по сравнению с глубиной залегания объекта) баз суммирования из-за их ограниченности могут возникать ложные изображения в зоне прослеживания, в частности, характерные изображения-двойники. Это явление, хотя и в меньшей, как показал эксперимент, степени, наблюдается и в импульсной сейсмологографии.

Дело в том, что при достаточно больших базах суммирования на каждой глубинной вертикали появляется столь большой интервал, в котором ограниченность базы наблюдений не влияет на результаты вычислений, что практически ограниченный по протяженности импульс, создающий истинное изображение, занимает лишь часть указанного интервала. В результате искажения, возникающие вне этого интервала, проявляются в форме импульсов, четко пространственно отделенных от истинного изображения. В связи с этим, а также с целью повышения разрешающей способности и борьбы с ухудшением отношения сигнал /помеха при преобразовании сейсмозаписей в изображения зеркальных объектов целесообразно использовать МРПП для специального подбора весовых коэффициентов и достаточно малых баз суммирования или переносить на глубинные разрезы сигналы непосредственно с суммомент РПП с соответствующими весовыми коэффициентами. При упомянутом подборе величин K_i дифракционное преобразование получает свое обоснование в рамках геометрической сейсмики, но одновременно осуществление такого подбора означало бы почти полный переход от ДП к МРПП.

Другой, не связанный с переходом к МРПП, способ подавления ложных изображений состоит в использовании многократного прослеживания сейсмических горизонтов. Обнаружение возникновения указанных выше ложных изображений придает новый смысл и значение многократному прослеживанию, как весьма универсальному способу устранения этих изображений, и свидетельствует о целесообразности проведения полевых работ по методике многократных перекрытий, даже если уровень регулярных и нерегулярных помех незначителен. Осложненные помехами изображения можно снова включить в обработку, в процессе которой улучшается отношение сигнал/помеха, а в качестве полезного сигнала рассматривается скрытое под помехами изображение. Параметры такой дополнительной обработки должны выбираться с учетом характерных изучавшихся в работах [1, 2, 5—9] свойств изображений. В арсенал дополнительной обработки могут быть включены многообразные виды многоканальной фильтрации, выделения осей синфазности с заданным направлением, например приемы, заимствованные из МРПП, и др. Использование дополнительной обработки представляется наиболее полезным в тех случаях, когда структура наблюдаемого поля много сложнее структуры строения порождающей это поле среды.

Голографическое и дифракционное преобразования открыли новые возможности построения динамически выраженных изображений сейсмогеологических объектов сложной формы, но при условии наличия сведений о скорости распространения волн. Поэтому особенно актуальной становится разработка способов определения скорости распространения волн с учетом сложности среды и их комплексование с преобразованиями сейсмозаписей в изображения. При разведке в районах развития солянокуполь-

ной тектоники, интрузивных и рифовых образований, зон многолетней мерзлоты и зон растепления, а также при наличии стратиграфических ловушек и несогласном залегании сейсмических горизонтов следует учитывать трехмерность структуры и преломление волн на промежуточных криволинейных границах. Создание объемных сейсмических изображений тормозилось до недавнего времени из-за трудностей размещения по площади большого числа сейсмоприемников. Однако предложенный Д. М. Милдером и развитый в работе [4] способ замены громоздких многоэлементных систем наблюдений гибкими, весьма произвольными малоэлементными системами наблюдений и продемонстрированная в [4] осуществимость упомянутой замены с сохранением разрешающей способности и динамической выразительности изображений открывают новые перспективы построения трехмерных сейсмических изображений. Способы учета преломления волн на промежуточных криволинейных границах можно искать путем суммирования сигналов вдоль годографов дифрагированных волн или восстановления поля на промежуточных границах, т. е. получая искусственно сейсмограммы, приведенные к промежуточным границам, и снимая тем самым искажающее влияние верхней толщи. С помощью промежуточных сейсмограмм можно проводить анализ скорости распространения волн, формировать промежуточные временные разрезы и строить изображения нижней толщи. В случае высоких частот, когда $\lambda \cdot \text{grad} \lambda / \lambda \ll 1$, $\lambda \cdot \text{grad} \mu / \mu \ll 1$ [$\lambda(x, y, z)$, $\mu(x, y, z)$ — коэффициенты Ламе], в системе уравнений теории упругости можно пренебречь членами, содержащими градиенты μ и λ [3]. При этом, однако, указанная система не распадается на два независимых волновых уравнения для векторных полей продольных $\bar{f}_l(P, t)$ и поперечных $\bar{f}_t(P, t)$ волн. В случае достаточно высоких частот вступает в силу нулевое лучевое приближение, согласно которому в решении упомянутой системы содержатся независимо распространяющиеся со скоростями v_l и v_t соответственно волны \bar{f}_l и \bar{f}_t . В полевых условиях эти волны регистрируются чаще всего раздельно. Следовательно, в реальных геологических средах, заполняющих промежутки между сейсмическими границами, эти волны распространяются независимо. Последнее свидетельствует о широте области применимости указанного приближения. Сравнивая хорошо известные в этом приближении решения описанной выше системы и волнового уравнения, можно убедиться в том, что в нулевом лучевом приближении величины $v_l \sqrt{\sigma} |\bar{f}_l|$ и $v_t \sqrt{\sigma} |\bar{f}_t|$ являются решением волнового уравнения (σ — плотность среды, величины σ , v_l , v_t зависят от x, y, z). Таким образом, волновое уравнение с переменной скоростью оказывается широко применимым в сейсморазведочных исследованиях, но не для расчета векторов \bar{f}_l и \bar{f}_t , а для определения описанных комбинаций их модулей с плотностью и скоростью, зная которые и положение фронтов, можно найти векторы $v_l \sqrt{\sigma} \bar{f}_l$

и $v_t \sqrt{\sigma f_t}$. Для решения волнового уравнения с переменной скоростью можно использовать технологичные варианты метода конечных разностей или известный интеграл Соболева, являющийся обобщением интеграла Кирхгофа. В связи с ухудшением отношения сигнал/помеха при преобразовании сейсмозаписей в изображения зеркальных объектов одной из важнейших практических задач является подавление влияния нерегулярных помех на качество изображений зеркальных границ, особенно развитие применения к сейсмическим изображениям разнообразных видов фильтрации, обычно используемых лишь для обработки первичных сейсмозаписей, а не сейсмических изображений.

ABSTRACT

The main principles and characteristics of seismic holography and diffraction transforms are analysed. The effect of application and future trends of development are evaluated. Recommendations are given on the improvement of the resolution.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев С. А. Некоторые вопросы теории продолжения волнового поля в сторону источника. — «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1973, № 3, с. 35—47.
2. Васильев С. А. Точное решение задачи о формировании действительного голографического изображения источника скалярным полем. — «Акустический журнал», 1975, т. XXI, № 1, с. 24—32 с ил.
3. Васильев С. А., Голосов В. П. Об интерпретации сейсмограмм на основе принципа Гюйгенса — Френеля и волнового уравнения. — «Прикладная геофизика», вып. 64. М., «Недра», 1971, с. 3—10 с ил.
4. Васильев С. А., Кайдалова Л. В., Урупов А. К. Формирование объемных высокого разрешения сейсмических объектов по наблюдениям в небольшом числе точек. — «Прикладная геофизика», вып. 73. М., «Недра», 1973, с. 3—10 с ил.
5. Васильев С. А., Саваренский В. Е., Урупов А. К. Об искажениях сейсмоголографических изображений вследствие ограниченности базы площадных наблюдений. — «Изв. вузов. Сер. Геология и разведка», 1974, № 5, с. 118—124 с ил.
6. Васильев С. А., Урупов А. К. Новое в принципах и оценках применимости сейсмической голографии. — «Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений», вып. 10. Изд-во Пермского ун-та, 1972, с. 12—19.
7. Завьялов В. Д. Введение в сейсмическую голографию на плоскости. М., изд. ВИЭМС, 1969. 55 с. с ил.
8. О принципах цифровой обработки и интерпретации сейсмозаписей отраженных волн на основе математического описания восстановления волновых полей. — «Прикладная геофизика», вып. 66. М., «Недра», 1972, с. 8—24. с ил. Авт.: С. А. Васильев, В. П. Голосов, М. К. Полшков, А. К. Урупов.
9. Тимошин Ю. В. Способ интерференционного анализа сейсмических волн. Авт. свид. № 184984 от 29.2.1970 г. — «Изобретения, промышленные образцы и товарные знаки», 1966, № 16, с. 70.
10. Тимошин Ю. В. О решении обратной задачи сейсморазведки методами интерференционного анализа. — «Науч. зап. Львовского политехн. ин-та», вып. 30, 1962, с. 30—50 с ил.
11. Тимошин Ю. В. Основы дифракционного преобразования сейсмических записей. М., «Недра», 1972. 263 с. с ил.

Е. В. КАРУС, О. Л. КУЗНЕЦОВ,
Л. Г. ПЕТРОСЯН, Ю. С. ШИМЕЛЕВИЧ
(ВНИИЯГГ Миннео СССР)

НОВЫЙ КОМПЛЕКС МЕТОДОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБСАЖЕННЫХ БУРОВЫХ СКВАЖИН ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

В последние годы в СССР сформировался новый подход к информационным возможностям комплекса геофизических методов исследования обсаженных скважин. Он основан на следующих основных факторах.

1. В обсаженной скважине может быть получена информация о разрезе, которая принципиально не обеспечивается аналогичными исследованиями в открытом стволе скважины. Повышенная информативность исследований через обсадную колонну и цементное кольцо связана с возможностью повторных наблюдений свойств продуктивных пластов и покрышек в процессе естественного или искусственного расформирования (или изменения) зоны проникновения фильтрата бурового раствора в пласт под действием внешних силовых физических полей (гравитационного, теплового, акустического, гидродинамического и др.) [1]. Измерения в обсаженной скважине позволяют оценивать физико-механические и коллекторские свойства ближней зоны пластов после установления в ней квазистационарного поля механических напряжений, приближающегося к условиям массива.

При исследованиях по методике повторных измерений в качестве интерпретационных параметров могут быть использованы разностные эффекты за счет процесса расформирования зоны фильтрации, что снижает требования к точности измерений и тем самым повышает достоверность геофизических заключений, в первую очередь — о характере насыщения пластов.

2. Перенесение части геофизических измерений на период после крепления скважины (особенно в связи с ростом глубин и темпов бурения) представляет значительный резерв экономической эффективности геологоразведочных работ за счет сокращения цикла бурения — крепление скважины.

Проведение исследований в обсаженных скважинах стало возможным благодаря созданию новых геофизических методов, таких как импульсный нейтронный метод (ИНМ), импульсный широкополосный акустический метод (ИАМ), импульсный гамма-гамма-метод (ИГГМ) [1, 3].

Остановимся кратко на физических основах и на примерах комплексного использования названных методов на стадии разведки, доразведки и контроля за разработкой месторождений нефти и газа.

**Физическая сущность импульсных методов
исследования обсаженных скважин и параметры пластов,
определяющие пространственно-временное распределение
нейтронных, гамма- и упругих полей**

Общей отличительной чертой импульсных методов (по сравнению со стационарными) является возможность использования дополнительного информационного параметра (или его производных) — времени распространения поля, которое оказывается функционально связанным с важнейшими характеристиками горных пород и, в первую очередь, с фильтрационно-емкостными параметрами продуктивных пластов и характером их насыщения.

Импульсный нейтронный метод состоит в облучении горных пород импульсным потоком нейтронов и в измерении нестационарной плотности нейтронов или гамма-квантов, возникших при их захвате. Идея импульсного нейтронного метода предложена в СССР в 1956 г. академиком Г. Н. Флеровым. Первые промысловые испытания проведены в 1959—1960 гг. В СССР широко применяются три модификации метода. При импульсном нейтрон-нейтронном методе регистрируется нестационарная плотность тепловых нейтронов, при импульсном нейтронном гамма-методе — интенсивность гамма-излучения. Импульсный активационный метод состоит в облучении горной породы импульсным потоком нейтронов и в измерении излучения искусственно активированных ядер. Эта модификация применяется, в частности, для определения концентрации кислорода в соответствии с реакцией $^{16}\text{O} (n, p) ^{16}\text{N}$, где ^{16}N при распаде излучает гамма-кванты.

Поле тепловых нейтронов определяется средней длиной замедления быстрых нейтронов в среде L_3 , средним временем жизни тепловых нейтронов τ и коэффициентом их диффузии D . Параметры L_3 и D зависят в основном от объемного содержания водорода в горной породе (при содержании, большем 5%), τ — от содержания хлора, бора и других элементов, ядра которых имеют большие сечения захвата нейтронов.

Плотность тепловых нейтронов $n(t)$ экспоненциально уменьшается со временем t , параметрами экспоненты являются τ и D . Эта резкая зависимость является основанием для того, чтобы различить нефтеносные пласты и водоносные, как правило, содержащие хлор. Отличия можно наблюдать либо по декременту затухания $n(t)$, либо путем сравнения плотности нейтронов при фиксированных t . Среднее время жизни тепловых нейтронов в нефтегазоносных пластах больше, чем в скважине. В связи с этим при больших t плотность нейтронов в скважине определяется их притоком из пласта. Размеры исследуемой зоны вокруг скважины увеличиваются со временем t как длина миграции нейтронов

$$M = \sqrt{L_3^2 + Dt}.$$

Перечисленные особенности нестационарного поля нейтронов определяют преимущества импульсных методов: высокую чувствительность к величине τ и малые помехи от скважины.

При импульсном нейтронном гамма-методе измеряется гамма-излучение, возникающее при захвате тепловых нейтронов. Нестационарные поля гамма-излучения и нейтронов имеют близкие закономерности. При измерении гамма-излучения появляется возможность изучения коэффициента его поглощения μ и элементного состава горной породы.

Импульсный нейтронно-активационный метод состоит в облучении горной породы импульсным потоком нейтронов и в измерении гамма-излучения искусственных радиоактивных изотопов. Этот метод применяется для изучения содержания кислорода в стволе скважины и в пласте.

Нейтронные методы позволяют получать информацию о важных параметрах пласта: об объемном содержании водорода; об объемном содержании хлора, бора и других элементов с большим сечением захвата нейтронов; об объемной концентрации кислорода, железа, алюминия, кремния, кальция, магния и других элементов с характерным спектром гамма-излучения; о плотности горных пород.

В СССР, начиная с 1963 г., серийно выпускается аппаратура для всех модификаций импульсного нейтронного метода. Ежегодно исследуется около 1500 скважин. Аппаратура работоспособна до $T = 120^\circ \text{C}$, имеет диаметр от 100 до 32 мм.

Импульсный гамма-гамма-метод состоит в облучении горной породы импульсным потоком гамма-квантов и в регистрации нестационарного поля рассеянного гамма-излучения. Особенностью метода является экспоненциальная зависимость интенсивности рассеянного излучения от величины μ , следовательно, от плотности горных пород. Благодаря этому достигается высокая чувствительность метода и малый уровень помех от скважины.

Идея создания широкополосного низкочастотного акустического метода исследования обсаженных скважин была высказана в СССР в начале 60-х годов, была показана принципиальная возможность изучения акустических свойств разреза через колонну и цементное кольцо [2, 3]. В начале 70-х годов были разработаны физические основы и аппаратура (Звук-2) для непрерывного акустического каротажа обсаженных скважин и одновременной оценки качества их цементирования.

Импульсный широкополосный акустический метод основан на импульсном возбуждении в скважине с помощью невзрывного источника упругих колебаний в полосе частот 0,5—50 кГц и регистрации на некотором удалении от источника кинематических и динамических характеристик упругих волн основных видов (PPP, PSP), образуемых в результате их отражения, преломления и рефракции как в горной породе, так и в обсадной колонне и цементном камне. При помощи специальных систем

наблюдения и регистрации акустических сигналов (применение узкополосных фильтров и фазокорреляционных диаграмм), а также смещения максимума спектральной плотности излучаемого сигнала в область сравнительно низких частот (6—15 кГц) удается с высокой надежностью выделять продольные, обменные и поверхностные волны, распространяющиеся по горной породе, и определять фазовые скорости их распространения (v_P , v_S , v_{St}) и коэффициенты затухания α_P , α_S , α_{St} .

В результате теоретических расчетов и моделирования показано, что продольная волна первого рода (волна давления) распространяется с участием объемных упругостей скелета и флюида-пороазполнителя κ_I и контактной упругости агрегата κ_{II} , а также динамической плотности и пористости среды ρ :

$$v_P = [(\bar{\kappa}_I + \kappa_{II})/\bar{\rho}]^{1/2},$$

где κ_{II} зависит от упругих постоянных (модуля Юнга, коэффициента Пуассона) твердой фазы, дифференциального давления и пористости среды.

Скорость поперечных S волн определяется модулем контактной (сдвиговой) упругости среды κ_{II} и ее динамической плотностью $\bar{\rho}$.

Дифференциация различно насыщенных коллекторов по скорости колеблется от 0 до 20%. Поэтому скорости волн целесообразно использовать для литологического расчленения разреза и оценки пористости пород.

Затухание P волн первого рода обусловлено действием двух основных механизмов: термического $\alpha_{\text{терм}}$ (из-за неравновесного теплообмена между твердой фазой и жидкостью) и вязкоинерционного $\alpha_{\text{ви}}$ (из-за неравновесного импульсообмена между твердой фазой и жидкостью), т. е. $\alpha_P \approx \alpha_{\text{терм}} + \alpha_{\text{ви}}$. Затухание S волн обусловлено преимущественно вязкоинерционным затуханием (в связи с неидеальной сдвиговой вязкостью среды), т. е. $\alpha_S \approx \alpha_{\text{ви}}$. Взаимодействие этих механизмов при распространении P и S волн приводит к тому, что коэффициенты затухания в различно насыщенных средах располагаются в ряд $\alpha_{Pгп} > \alpha_{Pнп} > \alpha_{Pвп}$, но $\alpha_{Sгп} < \alpha_{Sнп} < \alpha_{Sвп}$. Индексы гп, нп и вп соответствуют газо-, нефте- и водонасыщенным породам.

Имеет место инверсия кривых α_P и α_S при переходе от водо- к нефтенасыщенным коллекторам. Дифференциация по коэффициентам затухания волн P и S в водо- и нефтенасыщенном коллекторе (при пористости терригенного коллектора 20%) может составлять 300—400%. Следует учитывать, что названная дифференциация акустических параметров практически не зависит от минерализации воды.

При изучении распространения в коллекторах нефти и воды акустических полей конечных амплитуд в этих средах возникает так называемая волна перетекания, обусловленная «звуковым

ветром», возникающим под действием градиента звукового давления. Интенсивность и скорость продвижения этой волны могут служить мерой гидродинамической связи в коллекторе.

Итак, анализ характера пространственно-временного распределения импульсных нейтронных и упругих полей показал, что акустические параметры горных пород являются функционалами

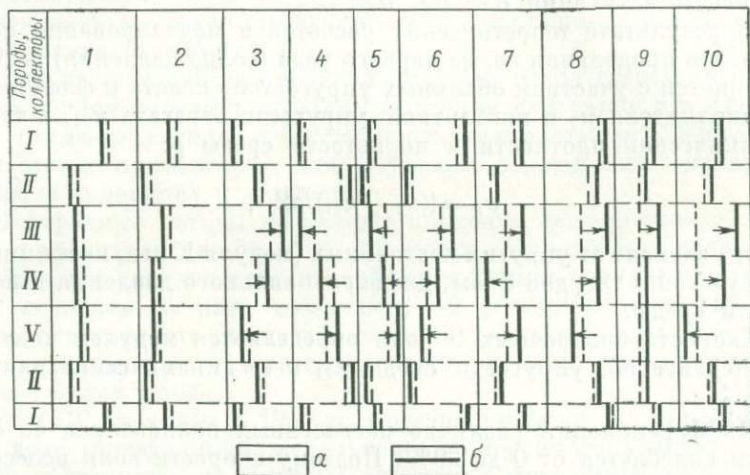


Рис. 1. Схема изменения нейтронных и акустических параметров в терригенно-карбонатном разрезе до крепления скважины (а) и после крепления (б), когда расформировалась зона проникновения фильтрата бурового раствора (бурение на частично осолоненном растворе).

1, 2 — скорости соответственно продольной и поперечной волн; 3, 4 — коэффициенты затухания продольной и поперечной волн; 5, 6 — амплитуды продольной и поперечной волн; 7 — плотность гамма-излучения при НГК; 8 — плотность тепловых нейтронов при НКК-Т; 9 — длина замедления нейтронов; 10 — время жизни нейтронов; I — известняк; II — глина; коллекторы: III — газоносный, IV — нефтеносный, V — водоносный

над полем термодинамических и коллекторских свойств пласта (в том числе структурных):

$$(v_p, v_s, \alpha_p, \alpha_s) = f_1, f_2 \dots (E, \sigma, \lambda, \gamma, \Delta p, k_p, T, \omega), \quad (1)$$

где E — модуль Юнга; σ — коэффициент Пуассона; λ, γ — постоянные Ламе; Δp — дифференциальное давление; k_p — коэффициент пористости; T — температура; ω — частота акустического поля.

Нейтронные параметры являются функционалом над полем концентрации элементов с высоким сечением рассеяния и захвата нейтронов:

$$\tau, D, L_3 = \psi_1, \psi_2, \dots (H, Cl, Na \dots), \quad (2)$$

где H, Cl, Na, \dots — концентрация соответствующих элементов.

Следовательно, комплексное использование акустических, нейтронных и гамма-параметров позволяет резко сократить количество неизвестных уравнений типа (1) и (2). Интерпретация этих параметров, полученных в результате повторных измерений (до и после крепления), позволяет полностью замкнуть систему и, следовательно, приблизить надежность геологической интерпретации к единице.

На рис. 1 показана схема изменения основных нейтронных и акустических параметров для типичного терригенно-карбонатного разреза.

Разведка нефтегазовых пластов

Известно, что большой помехой при выделении в разрезе необсаженных скважин нефтегазовых пластов является проникновение в пласт промывочной жидкости. При этом пластовый флюид оттесняется из зоны, эффективно изучаемой геофизикой. После крепления скважины восстанавливается естественная насыщенность пласта. При этом показания геофизических методов меняются только за счет изменения состава флюида, что повышает однозначность интерпретации результатов. Рисунок 1 составлен по материалам обобщенного анализа расчетных и экспериментальных данных, полученных на физических и математических моделях, а также путем натурального моделирования на реальных скважинах в контролируемых условиях.

В СССР накоплен большой опыт разведки нефтегазовых пластов путем проведения повторных измерений в обсаженных скважинах. Выяснено, что в терригенных отложениях процесс расформирования происходит примерно за месяц, а в низкопористых карбонатных — за год и более. При этом удается отличать нефтеносные пласты от водоносных с очень малой минерализацией до 15 г/л NaCl. На рис. 2 показан пример комплексных нейтронных и акустических измерений в карбонатно-терригенном разрезе через обсадную колонну и цементное кольцо. Из рис. 2 видно, что на диаграммах АК, полученных через обсадную колонну, отчетливо прослеживаются фазы как $P_0P_1P_0$, так $P_0S_1P_0$ волн (индекс 0 относится к волне по промывочной жидкости, а индекс 1 — к обобщенной волне по обсадной колонне, цементному камню и горной породе).

На фазокорреляционных диаграммах выделяются зоны повышенной трещиноватости, а по кривым ИНК оценивается характер их насыщения. Импульсный акустический метод позволяет выделить в незнакомом разрезе коллекторы, в том числе трещинного типа, в которых затем проводятся детальные исследования флюида импульсными нейтронными методами. Сопоставление акустического, плотностного гамма-гамма- и нейтронного гамма-метода дает информацию о наличии непроницаемых покрышек над коллекторами. К ним могут относиться и гипсы, отличающиеся высо-

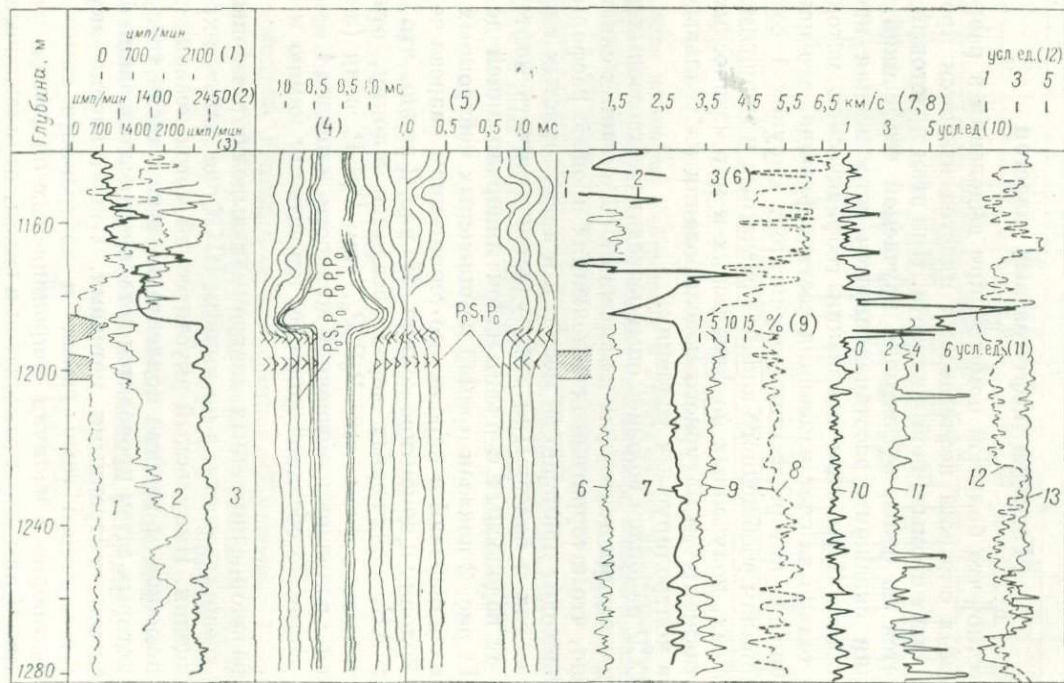


Рис. 2. Пример комплексных импульсных нейтронных и акустических измерений в карбонатно-терригенном разрезе в обсаженной скважине.

1 — гамма-метод; 2 — нейтронный гамма-метод; 3 — импульсный нейтронный гамма-метод; 4 — фазо-корреляционная диаграмма с регистрацией волны P_0P, P_0 ; 5 — то же, с регистрацией волны P_0S, P_0 ; 6 — отношение скоростей продольной v_P и поперечной v_S волн; 7, 8 — скорости поперечной и продольной волн соответственно; 9 — коэффициент пористости по акустическому методу; 10, 11 — коэффициенты затухания α_P и α_S волн; 12, 13 — амплитуды A_P и A_S волн; штриховкой показаны выделенные коллекторы

кими концентрациями водорода и отсутствием пор и трещин. Значительно повышается однозначность выявления нефтегазоносных пластов при параллельном изучении нейтронными методами состава каркаса пластов. Это ведется либо в скважинах, либо на основании изучения шлама и керна, выносимого при бурении. В этом случае особо информативно отношение алюминий/кремний, которое во многих случаях характеризует степень глинистости пластов, отношение магний/кальций — степень доломитизации и т. д.

Комплекс указанных физических методов с успехом развивается и применяется в СССР для доразведки месторождений нефти и газа. Исследования разреза проводятся в эксплуатационных скважинах в процессе их работы. Это стало возможным благодаря созданию аппаратуры для проведения измерений в насосных трубах. Именно таким путем в районах Татарии выявлено и описано несколько залежей нефти в отложениях, залегающих над основным эксплуатирующимся горизонтом.

Данные импульсного нейтронного и акустического методов позволяют судить о смещении водонефтяного и газожидкостного контактов. По данным импульсного активационного кислородного метода можно судить о наличии интервалов, отдающих воду, а по результатам акустической и гамма-гамма-цементометрии, а также кислородного активационного метода — качестве тампонажа и наличии затрубной циркуляции воды.

В СССР накоплен опыт использования комплекса импульсных нейтронных и акустических методов при изучении разрезов скважин, представленных изверженными и сильно метаморфизованными осадочными породами. Использование комплекса позволило осуществить литологическое расчленение разреза, проследить изменение по стволу содержания отдельных элементов, оценить деформационно-прочностные свойства пород и выделить наиболее ослабленные (трещинные) зоны, в ряде случаев приуроченные к рудоконтролирующим зонам.

Таким образом, созданный комплекс импульсных методов позволяет решать широкий круг задач разведки, доразведки и контроля за разработкой месторождений полезных ископаемых.

ABSTRACT

The technical and informational advantages of well logging in cased holes are discussed, related to the possibility of measurements before and after casing, particularly, when the formation near the well is activated by strong physical fields.

The physical basis and instruments of new pulse neutron and acoustic logs in cased holes are considered.

A distinctive feature of the new pulse neutron techniques is the use of such additional parameter (as compared with the stationary techniques) as the time of distribution of the elastic field or the field of neutrons. The necessity to combine the neutron and acoustic parameters is called for by the fact that the former are sensitive to the chemical composition of rocks, particularly to the content of hydrogen and the latter to the textural and mechanical properties of rocks and also to the conditions at the casing-cement-formation contact.

The combined analysis of neutron and acoustic parameters obtained from the measurements made before and after casing increases the accuracy and reliability of geological interpretation.

An example of the combined analysis of pulse neutron and acoustic logs is given for the case of carbonate terrigenous formations.

Applications of the new techniques in cased holes are considered for exploration, development, and control of production of oil and gas fields.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. О перспективах использования физических полей для целенаправленного изменения параметров пластов в условиях скважины при поисках и разведке месторождений нефти и газа. — В кн.: Геоакустические исследования в скважине. М., ОНТИ ВНИИЯГ, 1974, с. 5—17. (ВНИИЯгг. Труды, вып. 18.) Авт.: С. М. Аксельрод, Л. Б. Берман, Б. Ю. Вендельштейн и др.

2. Опытное-промышленное опробование широкополосного акустического каротажа на стадиях разведки и контроля за разработкой нефтяных месторождений. — «Изв. вузов. Сер. Геология и разведка», 1974, № 10, с. 92—101. Авт.: Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Н. П. Осадчий и др.

3. Физические основы аппаратуры и методика акустического каротажа обсаженных скважин. — В кн.: Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М., «Недра», 1974, с. 233—235. Авт.: Е. В. Карус, Б. Н. Ивакин, О. Л. Кузнецов и др.

УДК 550.83 : 553.3/9 (571/5)

А. С. БАРЫШЕВ, В. Л. КУЗНЕЦОВ,
В. И. МЛОТЭК, А. И. ПАВЛЕНКОВ,
Г. Г. РЕМПЕЛЬ, В. С. СУРКОВ, В. В. ТКАЧЕНКО

(СНИИГГИМС Мингео СССР, ЗапСибНИГНИ Мингео РСФСР,
ВостСибНИИГГИМС Мингео СССР, трест Красноярскнефтегазразведка
Мингео РСФСР, Восточный геофизический трест Мингео РСФСР)

ПРИМЕНЕНИЕ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ

С Сибирью связываются запасы многих полезных ископаемых Советского Союза. Однако из-за слабой обсаженности и труднодоступности местности поиски и разведка месторождений обычными методами геологического картирования мало эффективны. В этих условиях на всех этапах изучения геологического строения Сибири и поисков на ее территории полезных ископаемых важное место занимают методы разведочной геофизики.

Геофизические методы при поисках залежей нефти и газа

Геофизические методы сыграли исключительно важную роль в открытии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Главным критерием поисков залежей нефти и газа в пределах Запад-

но-Сибирской плиты является их приуроченность к антиклинальным складкам в юрских и меловых отложениях. Изучение этих отложений в региональном плане, поиски и подготовка к глубокому бурению антиклинальных поднятий полностью обеспечиваются сейсморазведкой методом отраженных волн. На первых этапах исследований применялась однократная система наблюдений МОВ, которая давала возможность выявлять антиклинальные поднятия амплитудой 40—60 м в юрских и меловых отложениях. В последние годы в связи с изученностью крупных структур в южной и центральной частях плиты и переносом основных объемов поисковых работ в северные районы, характеризующиеся увеличенной мощностью платформенного чехла и более сложным строением нижней части разреза, во все возрастающем объеме применяется метод многократного профилирования (МОГТ) и осуществляется переход на цифровую запись.

Применение новых технических средств и приемов полевых наблюдений, обработка сейсмических материалов на ЭВМ позволяют производить поиски малоамплитудных поднятий и изучать литолого-фациальные особенности продуктивной части разреза, в частности осуществлять поиски неструктурных ловушек нефти и газа. Благоприятные сейсмогеологические условия мезо-кайнозойского разреза, наличие в нем опорных отражающих горизонтов и отсутствие резко выраженных плотностных границ создают предпосылки успешного применения сейсмического и гравиметрического методов при обнаружении прямого эффекта от нефтяной или газовой залежи.

Сейсморазведкой эта проблема решается в двух направлениях.

1. Получение прямого эффекта поглощения энергии упругих волн при прохождении ими нефтяной или газовой залежи. В этом случае источники возбуждения упругих волн располагаются под залежами, а регистрация проходящих волн производится на дневной поверхности.

2. Изучение динамических характеристик отраженных сейсмических волн, позволяющих учитывать увеличение поглощения сейсмической энергии в нефтегазонасыщенных коллекторах по сравнению с водонасыщенными (на один-два порядка) и уменьшение скорости распространения продольных сейсмических волн в нефте- и газонасыщенных песчаниках по сравнению с водонасыщенными (на 20—30%) [8].

Значительный прогресс достигнут при выделении гравитационного эффекта от нефтяных или газовых залежей. Исследования в этом направлении показали, что ловушки любого типа, насыщенные нефтегазовыми флюидами, создают отрицательные гравитационные аномалии за счет разуплотнения пород, вмещающих залежи, и дефекта плотности нефть (газ) — вода. Величина гравитационного эффекта зависит от мощности залежи и площади ее распространения, этажа нефтегазонасыщенности и зоны разуплотнения перекрывающей среды, обусловленной проникновением

углеводородов вверх по разрезу. По интенсивности этот эффект, как правило, не превышает долей мгал. Высокоточные гравиметрические профильные и площадные исследования над пустыми и продуктивными структурами подтвердили возможность выделения при соответствующем учете мешающих факторов гравитационного эффекта от крупных нефтяных и газовых залежей. Особенно большие перспективы обнаружения прямого гравитационного эффекта от нефтяных и газовых залежей следует связывать с использованием комплекса наземных и скважинных гравиметрических исследований с сейсморазведкой.

В отличие от Западно-Сибирской плиты Сибирская платформа характеризуется сложными глубинными и поверхностными условиями. Главная особенность, осложняющая геологическое строение этого региона, заключается в широком развитии пород трапповой формации, представленных пластовыми и секущими телами, насыщающими или перекрывающими палеозойский осадочный чехол. Однако, несмотря на большую сложность строения территории, здесь, как и на Западно-Сибирской плите, главным методом изучения платформенных палеозойских образований и поиска антиклинальных складок является сейсморазведка с использованием отраженных и преломленных волн. Особенно успешно сейсморазведкой ведутся поиски антиклинальных поднятий в мезозойских прогибах (Енисей-Хатангском и Лено-Вилюйском), а также на юге Сибирской платформы с глубиной залегания фундамента около 3 км, где осадочный чехол в меньшей степени осложнен траппами. В центральной части платформы, особенно в Тунгусской синеклизе, ставится задача изучения главных особенностей ее строения, поисков и оконтуривания зон поднятий амплитудой более 100 м, с которыми могут быть связаны крупные залежи нефти и газа. В последние годы для этих целей разработана методика зондирования с регистрацией волн разного типа [1, 6]. Эта методика позволила уточнить положение ряда крупных сводовых поднятий. В некоторых случаях с использованием предложенной методики выявлены более мелкие локальные поднятия.

При изучении осадочного чехла Сибирской платформы, перекрытого с поверхности траппами, особенно при выделении зон развития высокоминерализованных пластовых вод в кембрийских отложениях, как правило, подпирающих залежи нефти и газа, широко используется электроразведка методом зондирования становлением поля в ближней зоне [5]. Этот метод основан на регистрации и анализе ранней стадии переходного процесса. Для его успешного применения разработана специальная цифровая электроразведочная станция, позволяющая проводить измерения в условиях широкого изменения удельных электрических сопротивлений слоев, начиная с глубин порядка 100 м. Для разреза Сибирской платформы, сложенного в основном карбонатными образованиями, характерно высокое удельное электрическое сопротивление осадочной толщи ($\rho_{cp} = 50 \div 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). Удельное электриче-

ское сопротивление пластов, насыщенных рассолами, минерализация в которых достигает 400—500 г/л, составляет всего 0,5—2 Ом·м. Эта особенность разреза и используется для картирования хорошо проводящих водонасыщенных коллекторов.

Повышенная по сравнению с другими методами электроразведки детальность исследований и разрешающая способность методов

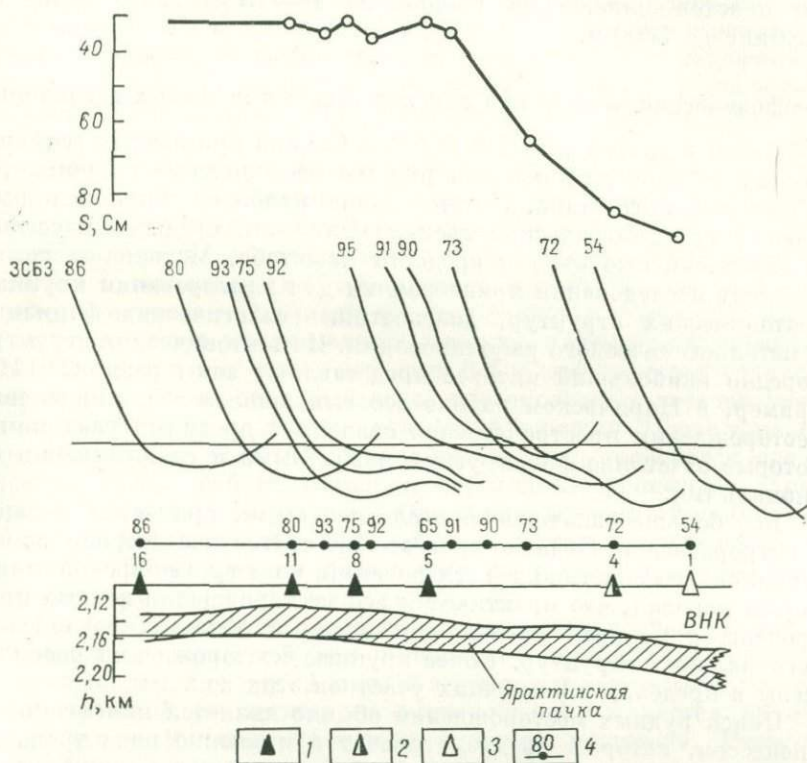


Рис. 1. Результаты работ методом становления поля на Ярактинской площади (по Б. И. Рабиновичу).

Скважины, вскрывшие: 1 — нефть, 2 — нефть и воду, 3 — воду; 4 — точки ЗСБЗ; S — суммарная продольная проводимость

становления поля создают высокие перспективы применения его при поисках и прослеживании водонефтяного или водогазового контакта. Возможности решения данной задачи подтверждены на Ярактинском нефтегазовом месторождении в пределах Непского свода. Как видно из сопоставления кривых зондирования с данными бурения (рис. 1), по профилю отчетливо прослеживается смена типов кривых при переходе от законтурной зоны, где коллектор насыщен высокоминерализованными водами, к ее центральной части, заполненной нефтью. Насыщенные высокоминерализованными водами песчаники ярактинской пачки в районе скв. 1

значительно увеличили проводимость нижней части разреза, что нашло отражение в характере кривой ρ_T (ниспадающая правая ветвь). По мере приближения к скв. 5, 8, 11 и 16, из которых получены притоки нефти, резко изменяется характер кривой ρ_T . Теоретические исследования показали, что в подобных условиях методом становления поля можно выявить водонасыщенные участки пластов-коллекторов мощностью 10—15 м, залегающих на глубине до 3000 м.

Геофизические методы при поисках твердых полезных ископаемых

Как и в других районах СССР, в Сибири применение геофизических методов для поисков рудных месторождений начинается с регионального этапа. На этом этапе наиболее широко применяются гравиметрические съемки мелкого и среднего масштаба и аэромагнитные съемки среднего масштаба. Материалы региональных исследований привлекаются для картирования крупных тектонических структур, диагностики геологических формаций и металлогенического районирования. Из тектонических структур нередко наибольший интерес представляют зоны разломов. Например, в Норильском районе все выявленные медно-никелевые месторождения пространственно связаны с древними разломами, которые отчетливо фиксируются магнитными и гравитационными аномалиями.

Все большее значение в последнее время придается методам электроразведки. Недавно проведенный статистический анализ материалов геофизических исследований по югу Сибирской платформы показал, что практически все месторождения железа приурочены к мощным проводящим зонам в областях сочленения региональных структур. Более крупные месторождения расположены в пределах проводящих участков этих зон.

Поиск рудных месторождений обычно является многоэтапным процессом, который предусматривает применение ряда традиционных геофизических методов. Особое значение в Сибири имеют аэрометоды, с большим экономическим эффектом применяющиеся на первых этапах поисковых работ. Месторождения железисто-кремнистой формации Алданского щита, Саяно-Байкальской горной страны и Енисейского кряжа выявлены воздушной и наземной магнитными съемками. На подобных месторождениях наземная магниторазведка в комплексе с гравиразведкой применяется для изучения рудовмещающих структур, прогнозной оценки запасов, изучения морфологии, пространственного положения и определения размеров рудных тел.

Сложный комплекс геофизических методов применяется при поисках и разведке гидротермальных магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы, входящих в Ангарскую железорудную провинцию. В пределах месторождений встречаются крутопадающие столбообразные, жильные и почти горизонталь-

ные пластообразные рудные залежи. Широко развиты траппы, которые имеют такую же плотность, как и скарново-рудные зоны, и неоднородную, как и руды, намагниченность. Перечисленные обстоятельства несколько ограничивают поисковые и разведочные возможности магниторазведки и гравиразведки. В то же время электрохимическая активность руд по сравнению с вмещающими породами обеспечивает достаточно эффективное применение методов ВП и естественного поля в комплексе с вышеперечисленными методами. В частности, данные метода ВП в модификации вертикальных зондирований позволяют оценивать рудоносность глубоких горизонтов и обнаруживать пластообразные рудные залежи.

В Рудном Алтае на региональном этапе исследований выявляются перспективные площади. На следующем этапе геофизических работ при помощи метода ВП выявляются и оконтуриваются обширные зоны сульфидной минерализации. В связи с привлечением данных магниторазведки, гравиразведки и других традиционных методов поисковые площади удается сузить и наметить участки для проведения исследований методом переходных процессов (МПП) и детальных работ методами ВП и высокоточной гравиразведки [4]. Применение комплекса перечисленных методов позволяет наметить расположение поисковых скважин. После того, как хотя бы одна из скважин вскрыет рудное тело, проводятся еще более детальные работы методами переходных процессов, заряда и высокоточной гравиразведки. Одной из особенностей применения метода заряда является большая площадь съемки, что позволяет не только оконтуривать рудные тела, но и выявлять особенности строения рудных узлов в целом [4].

На рис. 2 приведены данные комплекса геофизических методов по одному из профилей над Рубцовским полиметаллическим месторождением Рудного Алтая. Характерным элементом геолого-геофизической обстановки на месторождении является наличие низкоомных рыхлых отложений большой мощности. Несмотря на это, применение новой аппаратуры МПП, отличающейся повышенной помехозащищенностью и расширенным временным интервалом измерения переходного процесса, методики центрального электрода (метод ВП), а также усовершенствованной методики обработки и интерпретации материалов позволило получить отчетливые аномалии над рудными телами. Обращают на себя внимание достаточно высокая точность определения глубин залегания рудных тел по данным МПП и хорошее совпадение наблюдаемых и теоретических кривых, достигнутое благодаря новой методике расчетов полей заряженных тел сложной формы. Эта методика позволяет с большей надежностью, чем прежде, оценивать правильность корреляции рудных подсечений и перспективы поисков новых рудных тел.

В Норильском районе на первом этапе поисковых работ на медно-никелевые месторождения основную роль играют деталь-

ная аэромагнитная съемка, наземная магнитная съемка, гравиразведка и электроразведка методом ВЭЗ. Целью работ является выявление интрузий габбро-долеритов, с дифференцированными

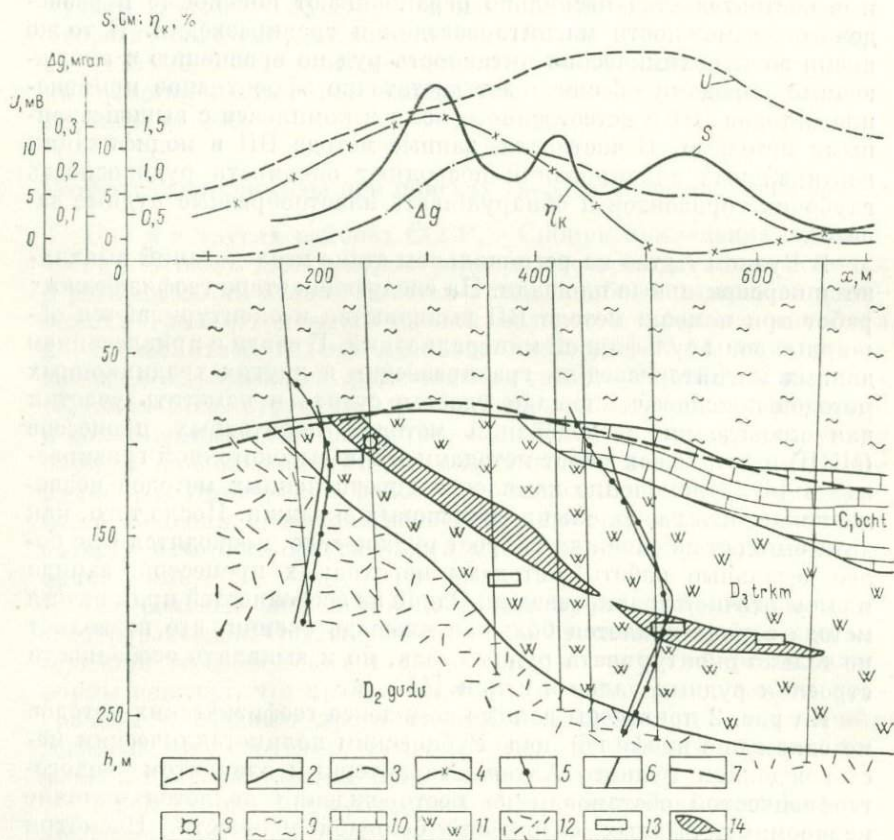


Рис. 2. Результаты комплексных геофизических работ на Рубцовском полиметаллическом месторождении (по Г. А. Исаеву, А. И. Каленицкому, В. С. Моисееву).

1 — график потенциала метода заряда U ; 2 — график аномальной продольной проводимости S ; 3 — остаточная аномалия Δg ; 4 — график ВП; 5 — теоретические графики МЭК; 6 — наблюдаемые графики МЭК; 7 — подошва рыхлых отложений по данным МПП; 8 — точка заряда; 9 — рыхлые низкоомные отложения; 10 — бухтарминская свита — терригенные породы и известняки; 11 — каменевская свита — алевриты с прослоями песчаников, туфов и туфитов; 12 — давыдовская свита — кварцевые альбитофиры, лавобрекчии и субвулканические брекчии альбитофиров, туфов; 13 — глубины залегания рудных тел по данным МПП; 14 — сульфидные рудные тела

разновидностями которых связано медно-никелевое оруденение, и установление позиции интрузий в стратиграфическом этапе. Перспективными считаются магнитные и гравитационные аномалии, ориентированные длинной осью вкост простираения пород, поскольку именно такая ориентировка характерна для аномалий,

порождаемых известными крупными месторождениями. Эта особенность ориентировки имеет не формальный характер, а глубоко связана с генезисом рудных узлов [6].

Необходимо подчеркнуть некоторые тенденции применения геофизических методов в Сибири, проявившиеся в последнее время. В этом плане следует указать, во-первых, на повышение детальности аэрометодов, ставшее возможным благодаря увеличению точности измерения полей и планово-высотной привязки летательного аппарата, а также применению цифровой регистрации; во-вторых, на постоянное увеличение глубинности исследований, которое достигается за счет применения новой аппаратуры, совершенствования методики полевых работ и все более точного учета различного рода помех как аппаратурного, так и геологического характера.

Одним из последних достижений в области аппаратуры является разработка в Сибири ряда цифровых электроразведочных станций для метода переходных процессов. Эти станции отличаются повышенными чувствительностью и помехозащищенностью, что вместе с методическими усовершенствованиями позволило увеличить глубинность МПП. В ряде случаев удалось получить четкие аномалии проводимости над пластообразными рудными телами, залегающими на глубинах 500—700 м. Особое внимание обращает на себя возможность успешного поиска проводящих рудных тел при мощности низкоомных рыхлых отложений 100—150 м (см. рис. 2).

Существенного увеличения глубинности таких традиционных методов, как магниторазведка и гравиразведка, удастся добиться за счет более детального и точного введения поправок, связанных с известными элементами геологического строения.

В настоящее время в Сибири широко применяется обработка и интерпретация геофизических данных при помощи ЭВМ. Особенно велико значение машинной обработки материалов для районов с высоким уровнем помех. Это прежде всего относится к огромной области развития трапшов на Сибирской платформе. Траппы в эффузивной и интрузивной фациях порождают множество локальных магнитных и гравитационных аномалий, затрудняющих поиск полезных ископаемых, а также изучение глубинного строения территории. Для подавления помех применяются как традиционные линейные трансформации и сглаживание магнитного и гравитационного полей, так и новые нелинейные методы [7], оказывающиеся более эффективными, чем линейные, если распределение помех отличается от нормального. При изучении глубинного строения вводятся поправки за дневной рельеф, сложенный сильно намагниченными покровами базальтов.

Все большее распространение при интерпретации геофизических данных получают физическое и математическое моделирование полей: моделируются поля заряда, широко применяется моделирование в методе переходных процессов, в магнито- и

гравиразведке. Важную роль математическое моделирование играет при оценке перспектив разведываемых и даже эксплуатируемых железорудных месторождений Сибири [8]. Интерпретация остаточных аномалий, получаемых в результате вычитания из наблюдаемого поля рассчитанных аномалий от известных рудных масс, дает возможность выявлять новые рудные тела. В этом случае интерпретируются не только данные наземной магниторазведки, но и данные скважинной, а на эксплуатируемых месторождениях Горной Шории и материалы рудничной магниторазведки.

ABSTRACT

In oil and gas exploration within the West Siberian platform seismic methods are extensively used to locate anticlines and prepare them for drilling. Anticlines of 40 to 60 m in amplitude can be detected. Other geophysical methods are used for direct finding of oil and gas accumulations by measuring the absorption of seismic energy and gravity effect.

Seismic prospecting is the predominant method used to study Paleozoic platform sediments and to look for anticlines within the Siberian platform of a complex deep and shallow structure distinguished by a wide development of trapp formations. Anticlines amounting to 100 m in amplitude and promising for large oil and gas accumulations are searched for and delineated in the most poorly studied central part of the platform, the Tunguska syncline by seismic sounding and recording different types of waves.

The study of the sediments structure beneath the traps and location of high-salinity water reservoirs propping up oil pools are accomplished by a geoelectric technique of transient fields. The technique was found very effective for location and delineation of water-oil and water-gas contacts.

Prospecting for ore deposits in Siberia is accomplished by using the results of regional geophysical investigations to map large structural features, to diagnose geological formations and to divide large regions into metalliferous zones. Of particular importance for Siberia are airborne surveys which were found very effective in searches for iron, non-ferrous and other ores.

New instruments and field techniques of the transient, IP, and charge methods of geoelectric prospecting as well as high-precision gravity measurements are capable of finding ore deposits beneath low-resistivity unconsolidated sediments amounting to 100 to 150 m in thickness. In the case of high-resistivity sequences the depth of locating minerals increases to 500—700 m.

The future trends of mining geophysics in Siberia are aimed at raising the resolution of airborne surveys and increasing the depth of investigation of land surveys. The field results are analysed using computers and physical and mathematical models of geophysical fields.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуров В. А., Кузнецов В. Л., Сибготуллин В. Г. Геологическая эффективность сейсмозондирований отраженными волнами на западе Сибирской платформы при изучении осадочного чехла. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. Новосибирск, 1973, с. 50—52. (СНИИГГИМС. Труды, вып. 167.)
2. Иванкин П. Ф., Люлько В. А., Ремпель Г. Г. Морфогенетические особенности рудных полей Норильского района. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 3, с. 674—676.
3. Константинов Г. Н., Константинова Л. С. Опыт применения метода моделирования для интерпретации магнитного поля Таштагольского месторождения. — «Геология и геофизика», 1967, № 12, с. 86—96 с ил.

4. Методика детальных геофизических исследований при поисках полиметаллических месторождений в северо-западной части Рудного Алтая. — В кн.: Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М., «Недра», 1974, с. 624—627. Авт.: Г. А. Исаев, А. И. Каленицкий, В. С. Моисеева и др.

5. Митюшкин Ю. Л., Рабинович Б. И., Финогенов В. В. О возможности применения метода ЗСБЗ в восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы разведочной и промышленной геофизики в Сибири. Новосибирск, 1973, с. 32—38 с ил. (СНИИГГИМС. Труды, вып. 168.)

6. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потапьев С. В. Точечные сейсмические зондирования. — В кн.: Методика сейсморазведки. М., «Наука», 1965, с. 5—70. с ил.

7. Ремпель Г. Г. Выравнивание экспериментальных данных нелинейным методом параболы. — «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1974, № 3, с. 101—105.

8. Некоторые особенности динамических характеристик отраженных волн на Усть-Балыкском месторождении нефти. — «Геология и геофизика», 1970, № 2, с. 82—92 с ил. Авт.: В. П. Телещенко, Б. А. Канарейкин, Ю. В. Цивинская и др.

УДК [550.837 : 553.98] : 551.24

Е. Н. КАЛЕНОВ, Е. И. ТЕРЕХИН
(ВНИИГеофизика Мингео СССР)

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТИ И ГАЗА

На современном этапе развития геофизических исследований при поисках нефти и газа в комплексе с другими геофизическими методами используются электромагнитные зондирования, основанные на изучении вариаций естественного поля Земли (МТЗ) или на применении искусственного неустановившегося поля диполя (ЗС).

Фундаментальная теория электромагнитных зондирований для горизонтально-слоистой среды создана под руководством академика А. Н. Тихонова. Существенным вкладом в теорию и практику современной электроразведки явились работы, выполненные в ряде геофизических организаций и направленные на развитие теории, разработку аппаратуры, методики полевых работ и интерпретации электроразведочных материалов. В значительной мере развитию электромагнитных зондирований и внедрению их в практику работ при решении задач регионального и детально-поискового характера способствовало создание в СССР цифровой регистрирующей аппаратуры для измерения слабых электромагнитных сигналов в полевых условиях, а также разработка технического и математического обеспечения обработки цифровой электроразведочной информации на ЭВМ.

Серийно выпускаемая электроразведочная станция ЦЭС-1 предназначена для регистрации в цифровой форме компонент естественного или искусственного электромагнитного поля в диапазоне

частот от 0 до 10 Гц. Станция имеет пять измерительных каналов (два — для измерения компонент электрического поля и три — для измерения компонент магнитного поля). Собственные шумы усилителей не превышают 0,5 мкВ. Станция имеет мгновенный динамический диапазон регистрации 66 дБ. Запись полевой информации осуществляется в двоичном коде на магнитную ленту шириной 6,25 мм в специализированном формате 16-разрядных слов. Станция может быть синхронизирована по радиоканалу с работой генераторной установки; потребляемая мощность — порядка 500 Вт [4]. Для ввода полевой электроразведочной информации ЦЭС-1 в ЭВМ типа БЭСМ-4 серийно выпускается специализированное вводное устройство ВУ-1.

К настоящему времени созданы и внедрены в ряде научно-исследовательских и производственных организаций комплексы программ обработки цифровых материалов МТЗ, основанные на узкополосной математической фильтрации и многомерном спектрально-корреляционном анализе магнитотеллурического поля [1, 6, 7]. Создана, опробована на большом объеме полевых материалов и внедряется программа обработки цифровых записей ЗС. Комплексы программ рассчитаны на ЭВМ класса БЭСМ-4.

Внедрение цифрового электроразведочного комплекса позволило повысить точность полевых измерений методом ЗС в 3—5 раз и производительность метода МТЗ в 5—7 раз при увеличении объема информативности материалов на каждом пункте зондирования.

Методы электроразведки при поисках нефти и газа применяются для решения различных структурно-тектонических задач [2, 3, 5 и др.].

При региональных исследованиях решаются следующие задачи: 1) изучение по данным МТЗ рельефа поверхности фундамента на территориях развития мощного (до 10—15 км) осадочного чехла, в том числе в труднодоступных районах Восточной Сибири и Севера европейской части СССР; 2) изучение по данным МТЗ проводящих отложений осадочного чехла на больших глубинах (палеозойские отложения Якутии, нижнемиоценовые отложения Северного Сахалина, доюрские отложения Севера Западной Сибири); 3) выделение по данным ЗС и МТЗ тектонических нарушений в осадочном чехле и зон резкого увеличения мощности хорошо проводящих отложений (прогибов Камско-Кинельской системы в восточной части Русской плиты, додевонских отложений Московской синеклизы, зон литологического изменения нижнемеловых отложений и зон распространения доюрских отложений в Западной Сибири, с которыми связываются основные перспективы нефтегазоносности). При детально-поисковых работах проводятся: 1) подготовка по данным ЗС и МТЗ площадей для крупномасштабных сейсмических исследований (Якутия, Волго-Уральская нефтегазоносная провинция, где работы методом ЗС позволяют направить сейсморазведку на детализацию зон изменения мощ-

ности терригенных отложений в низах разреза); 2) расчленение по данным ЗС осадочных отложений (в том числе подсолевых) и выделение малоамплитудных поднятий по горизонтам в осадочном чехле и по поверхности фундамента в сложных геологических

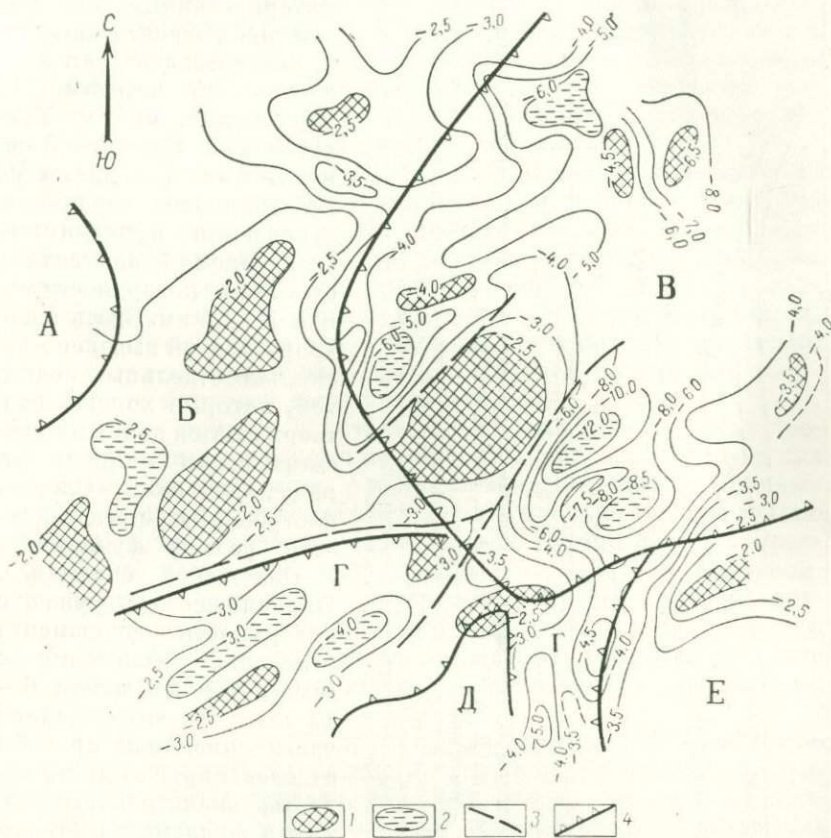


Рис. 1. Схема рельефа кристаллического фундамента юго-западной части Якутии по данным магнитотеллурической разведки и ЗС (по И. А. Яковлеву, В. П. Бубнову, 1974 г.).

1 — области поднятия фундамента; 2 — области погружения фундамента; 3 — зоны вероятных тектонических нарушений; 4 — границы крупных тектонических элементов фундамента (по К. Б. Мокшанцеву и др., 1971 г.). А — Тунгусская синеклиза; Б — Ботубинская седловина; В — Вилуйская синеклиза; Г — Предтаомский краевой прогиб; Д — Уринский антиклинорий; Е — Алданская антеклиза

условиях (поиск локальных структур по пермским, додевонским отложениям и по фундаменту в Московской синеклизе, расчленение осадочной толщи меловых и доюрских отложений в северной части Болгарии, расчленение красноцветных отложений в юго-западной части Туркмении).

В качестве примера результатов применения электроразведки приводится схематическая карта рельефа кристаллического

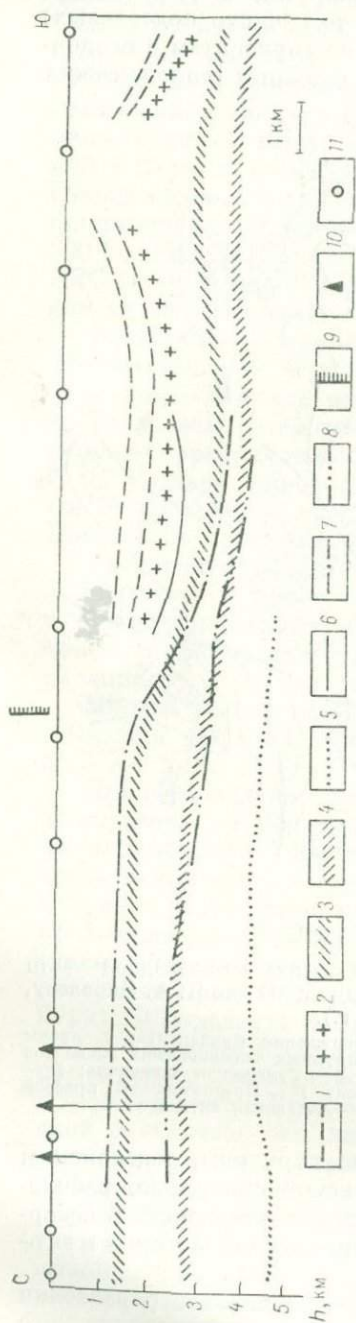


Рис. 2. Результаты электроразведки методом ЗС на Озиском участке северо-западной части бортовой зоны Прикаспийской впадины (по В. А. Сидорову, А. С. Грицаенко и др., 1973 г.).

Границы, выделяемые электроразведкой: 1 — поверхность в толще кайнозой и мезозоя, 2 — поверхность высокоомных соленосных отложений кунгурского возраста, 3 — поверхность проводящих терригенных отложений артинского возраста, 4 — поверхность проводящих терригенных отложений среднего возраста, 5 — поверхность проводящих терригенных отложений среднего возраста, границы, выделяемые сейсморазведкой методом отраженных волн (по О. Я. Пеннер): 6 — поверхность галогенно-карбонатной толщи гермского возраста, 7 — подошва той же толщи, 8 — поверхность условного отражающего горизонта в отложениях среднего возраста, 9 — местоположение бортового уступа Прикаспийской впадины, 10 — сваяжина, 11 — точка ЗС

докембрийского фундамента юго-западной части Якутии (рис. 1). Эта схема составлена по данным интерпретации результатов наблюдений магнитотеллурического поля и исследований методом ЗС. Как видно, между Тунгусской и Вилюйской синеклизами располагается Ботубинская седловина, отмечаемая приподнятым залеганием фундамента с отметками поверхности минус 2—2,5 км. Здесь электроразведкой выделено несколько отдельных поднятий, которые хорошо подтверждаются данными сейсморазведки методом отраженных волн. Сложно построенным представляется рельеф фундамента в Вилюйской синеклизе. Наибольшее погружение поверхности фундамента отмечается прогибами с отметками до минус 6—12 км. В юго-западной части синеклизы прогибы отделены друг от друга областью значительного поднятия фундамента (отметки минус 2,5 км), которая получила название Сунтарского свода. Северо-западный и юго-восточный его края ограничены тектоническими нарушениями, прослеживаемыми электроразведкой и вне Вилюйской синеклизы. В пределах исследованной части синеклизы и на соседних участках отмечаются другие относительные поднятия и погру-

жения фундамента. Некоторые из них находят отражение в структурах осадочного чехла.

Сложные строения поверхности глубокозалегающего фундамента в исследованной части территории Якутии удалось впервые установить при помощи магнитотеллурического метода разведки. Применение МТЗ позволило оценить мощность осадочного чехла в глубоких впадинах Вилюйской синеклизы и выявить наличие значительной толщи проводящих отложений палеозойского возраста, которые представляются здесь основными перспективными объектами для поисков нефтегазовых отложений.

Примером применения метода ЗС для расчленения геоэлектрического разреза и прослеживания границ в осадочной толще могут служить результаты, полученные в северо-западной бортовой зоне Прикаспийской впадины. Электроразведка преследует здесь цель изучения строения слоев под мощной соленосной толщей кунгурского возраста, перспективных в отношении нефтегазоносности. Рисунок 2 иллюстрирует результаты ЗС по одному из профилей, пересекающих в меридиональном направлении внешнюю и внутреннюю части бортовой зоны впадины.

Корреляция кривых ЗС, отражающих зависимость между продольной проводимостью комплексов отложений осадочного чехла и глубинами их залегания, с использованием данных единичных скважин позволяет расчленить разрез на несколько толщ не только в надсолевых, но и подсолевых осадках до глубин 3—4 км. Электроразведкой хорошо прослеживаются поверхность высокоомных соленосных отложений кунгурского возраста и ряд поверхностей в подсолевых проводящих отложениях. Как видно, границы раздела и изменение глубин их залегания удовлетворительно согласуются с результатами сейсморазведки методом отраженных волн.

В СССР, так же как и в других странах, основным геофизическим методом при работах на нефть и газ является сейсморазведка. Тем не менее в ряде случаев, как показано на приведенных примерах, применение электроразведки при поисках нефтегазовых месторождений оказывается достаточно эффективным.

ABSTRACT

The programme of geophysical surveys which are conducted in the USSR in oil and gas exploration includes, along with other techniques, electromagnetic soundings based on the measurements of the natural geoelectromagnetic field or of the man-made transient field.

A digital geoelectric system has been developed and introduced into the industry which includes digital recording equipment and programmes for computer processing and analysis of geoelectric field data. The system substantially increased the effectiveness of geoelectric methods.

Examples show successful applications of geoelectric techniques such as magnetotelluric measurements and transient soundings used in two different areas to solve structural problems.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердичевский М. Н., Безрук И. А., Чинарева О. М. Магнитотеллурическое зондирование с использованием математических фильтров. — «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1973, № 3, с. 76—92.
2. Каленов Е. Н. Геологическая эффективность нефтегазовой электроразведки. М., «Недра», 1970. 149 с. с ил.
3. Каленов Е. Н. Геологическое истолкование результатов магнитотеллурической разведки. М., «Недра», 1974. 147 с. с ил.
4. Ключкин В. Н. Цифровая электроразведочная станция. — «Прикладная геофизика», вып. 60. М., «Недра», 1970, с. 110—115 с ил.
5. Никитенко К. И., Терехин Е. И., Фомина В. И. Комплексные глубинные исследования электрическими методами разведки. — «Прикладная геофизика», вып. 62. М., «Недра», 1971, с. 79—88 с ил.
6. Фролов Б. К. Некоторые свойства корреляционных и автокорреляционных функций магнитотеллурического процесса и опыты по определению импеданса. — «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1970, № 8, с. 105—109.
7. Фролов Б. К. Модифицированный корреляционный анализ. Библиотека программ для обработки геофизических данных. М., ВНИИГеофизика, ротاپринт, 1974. 33 с.

УДК [550.83 : 553] : 551.24 (47 + 57)

Г. Р. БЕКЖАНОВ, П. Ф. ИВАНКИН, В. Н. ЛЮБЕЦКИЙ
(ЦНИГРИ Мингео СССР, КазИМС Мингео КазССР)

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ СССР (НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА)

Металлогенетические и прогнозные исследования в СССР проводятся в тесной связи с региональными геофизическими работами. Особую актуальность на современном этапе приобрели изучение и типизация глубинного строения районов с эндогенным оруденением. Основное внимание при этом уделяется строению верхних горизонтов земной коры до глубин 10—15 км. Теоретические предпосылки такого рода исследований подготовлены работами К. Ф. Тяпкина (1961 г.), В. В. Федынского (1964 г.), А. А. Борисова (1967 г.), В. И. Смирнова (1969 г.), В. Н. Страхова (1969 г.), П. Ф. Иванкина (1970 г.), Г. Р. Бекжанова и др. (1973 г.), Н. А. Беляевского (1974 г.).

Геологическая изученность месторождений с поверхности не всегда позволяет решать вопрос об их генезисе. Зачастую необходимы сведения о вещественном составе и структурах глубоких горизонтов земной коры, а также объемные представления о рудно-магматических системах и возможном источнике рудного вещества. Несмотря на внедрение сверхглубокого бурения, главная информация о строении глубоких горизонтов земной коры еще

долгое время будет поставляться геофизическими методами. Поэтому совершенствование методологии анализа геофизических данных в таком аспекте представляет актуальную задачу.

Большинство эндогенных месторождений Казахстана связано со складчатыми палеозоидами, поэтому основной упор сделан на комплексный анализ геофизических данных, характеризующих формации палеозойского геосинклинального цикла. Установлено, что наиболее высокие значения плотности характерны для формаций фемического типа догеосинклинального этапа развития, представленных глаукофан-амфиболитовыми сланцами, и раннегеосинклинальных магматических формаций, сформировавшихся в зонах эвгеосинклинального режима развития. Все остальные группы формаций характеризуются более низкой плотностью. Количественный учет влияния отложений, сформированных на разных стадиях развития геосинклиналей, показал, что характер гравитационного поля во многом определяется режимом тектонического развития. Наиболее четко в гравитационном поле выражены структуры основания и раннеинверсионные структуры что позволяет картировать их под отложениями средних и орогенных стадий. В аномальном магнитном поле отражены главным образом офиолитовые пояса, сформировавшиеся на ранней стадии геосинклинального развития, и магматические образования в составе формаций средней и орогенной стадий. Привлечение данных ГСЗ позволило изучить характер и расслоенность земной коры в пределах конкретных рудных районов, ее мощность, глубину залегания, рельеф поверхностей Мохоровичича (М) и Конрада (К). Данные сейсморазведки МОВ позволили охарактеризовать рельеф основания в геосинклинальных прогибах, поверхность выравнивания раннеинверсионного структурного этапа, крупные межформационные поверхности несогласия и т. п.

В итоге преобразований потенциальных полей (пересчетов в верхнее и нижнее полупространства, разделения на региональную и локальную составляющие), количественной интерпретации аномалий, палеотектонического анализа и количественного обседа геологических моделей составлены модели глубинного строения конкретных районов и рассмотрены закономерности размещения оруденения по отношению к глубинным структурам.

Глубинное строение рудных районов изучено на примере Северного Казахстана и Западной Калбы. Первый район входит в состав каледонид Казахской, второй — герцинид Зайсанской складчатых областей. С поверхности районы сложены преимущественно терригенными флишоидными формациями, чрезвычайно монотонными и трудно поддающимися расчленению. Несмотря на возрастные различия, в гравитационном поле оба района отмечаются полосами повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести, разграничивающими региональные положительные и отрицательные аномалии, в магнитном поле — зонами повышенной напряженности. Сейсмологическими наблюдениями в Западной

Калбе фиксируется земная кора континентального типа мощностью 40—50 км, а геологическими — реликты древней коры океанического типа (глаукофановые сланцы условно докембрийского возраста).

Анализ геофизических данных для указанных районов показал, что это были первичные геосинклинальные прогибы, заложившиеся на коре океанического типа, с моноциклическим эвгеосинклинальным режимом развития, с широким распространением магматических формаций ранних стадий, с частными инверсиями и дифференциацией вулканических прогибов в конце ранних стадий, присутствием мощных граувакковых толщ в составе формаций средних стадий, широким развитием гранитоидных интрузий средней основности, пучков кварцевых жил и даек с глубинными корнями внутри интрузивных штоков, либо картируемых с поверхности, либо устанавливаемых по геофизическим данным.

Раннеинверсионные структуры в этих районах сложены карбонатными, вулканическими и интрузивными породами основного и ультраосновного состава. По геофизическим данным в Северном Казахстане выделены четыре, а в Западной Калбе — две зоны раннеинверсионных поднятий, разделенных прогибами. Магматические формации ранних стадий в областях поднятий либо образуют отдельные выходы, либо приближаются к поверхности до глубин 1—3 км, в областях прогибов — погружаются на глубины более 6 км.

Размещение интрузивных образований и ассоциирующего с ними золотого оруденения во многом подчинено раннеинверсионным структурам. Гранитоидные интрузии крыккудукского комплекса образуют системы крупных граптолитобразных тел, плитовидные пологие части которых контролируются межформационными поверхностями несогласий. Подводящие крутопадающие штоки располагаются в пределах раннеинверсионных прогибов. За пределами этих структур мощность интрузивных тел резко уменьшается, они полого перекрывают неглубоко погруженные раннеинверсионные поднятия. Интрузии гранитоидов отмечаются, как правило, отрицательными гравитационными аномалиями. Рудносные интрузии степнякского типа в Северном Казахстане и мядлинского типа в Западной Калбе приурочены к раннеинверсионным поднятиям и отмечаются положительными гравитационными аномалиями. Соответственно, наиболее крупные золотые оруденения тяготеют к раннеинверсионным поднятиям в местах их перекрытия терригенными отложениями флишеидных формаций и усложнения скрытыми поперечными разломами или узлами пересечений поперечных и продольных разломов.

Такое ярусное глубинное строение, когда в составе нижних структурных этажей значительное место занимают толщи известняков и эффузивов основного состава, а в составе верхних — терригенные флишеидные отложения, вмещающие золотое оруденение

характерно и для многих других районов СССР. На примере Алтае-Саянской складчатой области изучена важная роль карбонатных пород при формировании интрузивных комплексов, сопровождающихся золотым оруденением. Внедрение интрузий в терригенно-вулканогенные и карбонатные толщи приводит к широкому взаимодействию магмы с карбонатными породами. При раскристаллизации магматических тел в закрытых камерах остаточные расплавы обогащаются щелочами и летучими, а при взаимодействии с породами основания — щелочноземельными элементами и углекислотой. Проникая на уровень кровли батолитов или дифференцируясь, «остаточные» магмы формируют пучки даек и золотоносных жил сульфидно-карбонатно-кварцевого состава [3].

Изучалось также глубинное строение рудных районов с медно-колчеданным и полиметаллическим оруденением. Рудные районы этого типа характеризуются значительной протяженностью при сравнительно небольшой ширине. В гравитационном поле им отвечают региональные положительные аномалии высокой интенсивности. Поверхность К в их пределах относительно приподнята, базальтовый слой превосходит по мощности гранитный.

Рудные районы этого типа тяготеют к системам глубинных разломов, образующим сравнительно узкие, длительно развивающиеся подвижные пояса. С наиболее крупными продольными разломами сопряжены поперечные разломы, определяющие мозаично-глыбовое строение рудных поясов. Для районов этого типа характерно полициклическое развитие в течение двух-трех тектонических циклов, каждый из которых является редуцированным, формирование рудоносных формаций в геосинклинальных прогибах «возобновленного» типа на континентальной коре, консолидированной в предшествующие тектонические циклы.

Формационные ряды рудовмещающих складчатых комплексов резко различаются в зависимости от тектонических условий, режима осадконакопления, количественных соотношений и состава магматических продуктов. В Рудном Алтае это преимущественно кварц-кератофировая и андезит-дацитовая формации девона — нижнего карбона, сформировавшиеся в подводных условиях; в Спасском антиклинории — близкие по составу формации, но сформировавшиеся в субконтинентальных условиях. В Каратау карбонатно-доломитовая формация девона — нижнего карбона, вмещающая телетермальные полиметаллические месторождения, сформирована в условиях мелкого моря и характеризует стадию регенерации геосинклинальных условий в области раннекаледонской консолидации, структурно сопряженной с соседней развивающейся Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклиналью. Для этой стадии характерно почти полное отсутствие магматических образований.

Геофизические данные раскрывают определенную общность глубинного строения этих рудных районов. Отвечающие им

аномалии силы тяжести обычно более высокие по интенсивности, чем аномалии в пределах геосинклиналей моноциклического развития, что объясняется большим избытком плотных магматических пород основного состава в гранитном слое земной коры.

Для Рудного Алтая отмечается определенная зональность в строении региональных геофизических полей, совпадающая с металлогенической зональностью. Площади, отмеченные эпицентральной частью положительной региональной аномалии силы тяжести, месторождений не содержат, а отмеченные склонами аномалии — включают крупные месторождения. Зона линейного размещения медноколчеданных месторождений Прииртышья, так называемая «медная линия» К. П. Тульчинского (1904 г.), выделяется на фоне относительно высокого уровня гравитационного поля крупными локальными гравитационными и магнитными максимумами. Особенности геофизических полей свидетельствуют об относительно небольшой мощности гранитного слоя в пределах этой линии и чрезвычайной насыщенности его магматическим веществом основного состава. Зона линейного размещения свинцово-цинковых месторождений Змеиногорского, Лениногорского и Зырянского рудных полей, так называемая «свинцово-цинковая линия» В. К. Котульского (1918 г.), отмечается резко пониженным гравитационным полем. В строении рудовмещающего складчатого комплекса этой зоны значительную роль играют крупные плутоны кислых гранитоидов. Геофизические данные указывают на наличие здесь сравнительно мощного гранитного слоя.

Сходство глубинного строения районов медноколчеданного и полиметаллического оруденений, при значительных различиях в строении и составе рудовмещающих складчатых комплексов, по всей вероятности, указывает на общность глубинных источников рудного вещества и многообразные тектонические условия процессов его выведения и концентрации в верхних структурных этажах.

Суммируя полученные данные, приходим к выводу, что заложение возобновленных геосинклинальных прогибов происходило вдоль крупных разломов и сопровождалось дезинтеграцией и базификацией коры континентального типа, а также внедрением глубинных плутонов основного состава. Взаимодействие больших масс внедрившихся базальтоидных расплавов и сиалического вещества гранитного слоя, длительная эволюция остывающих расплавов, ассимиляция и дифференциация в исходных и промежуточных камерах, метаморфогенно-метасоматические преобразования гранитного слоя в областях отделения тепловых потоков и газовых растворов обусловили разнообразие магматических комплексов, их смешанное корово-мантийное происхождение и сложную связь с оруденением.

Различные преобразования полей позволили выделить аномалии от крупных глубинных плутонов основного состава. Сопоставляя положение аномалиеобразующих глубинных объектов с разме-

щением месторождений, можно по-новому подойти к изучению вопроса о закономерностях связей оруденения с глубинными источниками.

Глубинное строение районов с медно-порфировым оруденением изучено для Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой области. Медно-порфировые месторождения пространственно размещаются в ее внутренних частях, тяготея к магматическим формациям позднепалеозойского Прибалхашско-Илийского вулканического пояса. Рудовмещающими являются интрузии гранитоидов нижнего и среднего карбона повышенной основности и щелочности.

По геофизическим данным, рудные районы этого типа локализируются вдоль границ структурно-формационных зон с различным режимом тектонического развития. Одни сформированы на месте герцинских геосинклинальных прогибов возобновленного типа, заложенных на внутренних срединных массивах, а другие — на месте первичной Джунгаро-Балхашской эвгеосинклинали.

В районах медно-порфирового оруденения по геофизическим данным устанавливаются блоки древнего основания, представляющие собой раздробленные и переработанные краевые части срединных массивов. Консолидация срединных массивов произошла в рифе на рубеже 1,10—1,15 млрд. лет. С позднего рифея до силура массивы испытывали погружение, формировались характерные для геосинклинальных зон терригенно-карбонатные формации мощностью 5—8 км, в составе которых преобладают оолитовые известняки. В позднем рифея срединные массивы испытали частичную магматическую активизацию, связанную с начальным вулканизмом Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Участки массивов, инъецированные магматическими телами основного состава, отмечаются в гравитационном поле интенсивными положительными аномалиями. Магматическая активизация, связанная с формированием вулканического пояса, в геофизических полях отражения не нашла, но магматические образования Прибалхашско-Илийского вулканического пояса, сформировавшегося в позднепалеозойский орогенный этап развития герцинской геосинклинали, четко выражены гравитационными аномалиями преимущественно отрицательного знака и интенсивным магнитным полем.

Интрузивный магматизм орогенного этапа наиболее широко проявлен в области первичной геосинклинали, в областях же внутренних срединных массивов интрузий гораздо меньше, а основность их повышенная. Рудоносные интрузии тяготеют к краевым, относительно опущенным блокам срединных массивов, которые вместе с облегающими их карбонатными формациями погружаются под орогенные вулканические формации, образуя крупные антиклинорные структуры типа структурных носов. Слепые части таких структур хорошо фиксируются градиентными зонами на склонах региональных гравитационных аномалий от срединных

массивов. Рудоносные интрузии приурочены к погружающимся крыльям антиклинорных структур, предпочтительно к участкам усложнения их разломами пересекающихся направлений. Формирование рудоносных интрузий характерно для областей активного развития орогенного гранитоидного магматизма при наличии неглубоко залегающей карбонатной рамы. В этих условиях возрастает щелочность магмы и образуются интрузии монцонит-сиенитового ряда.

Анализ фактического материала показывает, что и внутренние части срединных массивов могут оказаться перспективными на медно-порфировое оруденение в местах усложнения их крупными разломами, проникшими глубоко внутрь массива. Некоторые из таких разломов сопровождаются цепочками гранитоидных интрузий, среди которых могут быть развиты и рудоносные интрузии.

Проведенные исследования раскрывают новые аспекты в изучении пространственного размещения поясов эндогенного оруденения в зависимости от субстрата, на котором закладываются геосинклинальные прогибы, и режима тектонического развития. С накоплением новых сведений о вещественном составе и строении глубинных сред, в которых происходила эволюция магматических расплавов и обреталась их металлогеническая специализация, о размерах и пространственном положении рудномагматических систем появляются дополнительные возможности прогнозирования новых рудных районов и отдельных месторождений в уже известных районах.

ABSTRACT

The research is made in the USSR to study and classify the types of crustal structure to a depth of 10 to 15 km within metalliferous provinces. As a result, specific structural features were revealed in the crustal structure of some areas of gold, copper pyrite, lead, and zinc and copper porphyry mineralization in Kazakhstan, which allowed the establishment of diagnostic regularities in the distribution of mineral deposits with respect to the revealed structural features.

Gold mineralization is generally found in the regions of primary eugeosynclines which had been formed in the oceanic crust and had undergone a monocycle development. A significant role in the deep structure of such regions belongs to the structures produced by local inversions at the end of the early period of geosyncline development, and overlain by later formations. Auriferous intrusions are generally associated with such structures.

A great role in the formation of gold mineralization in the intrusions belongs to carbonate and volcanogenic rocks of the early inversion period, which enrich the residual magma melts with alkali-earth elements and carbon dioxide.

Areas of copper pyrite and lead and zinc mineralization are situated in narrow linear eugeosynclines of polycycle development in the continental crust along deep fault zones. The deep structure of such areas is characterized by the presence of the basement structural features abundant with later basic intrusions.

Areas of copper-porphyry mineralization are associated with the boundaries of the Jungar-Balhash primary eugeosyncline formed in the oceanic crust

and secondary geosyncline depressions formed in the inland medium masses. The deep structure of the areas consists of the basement blocks plunging, together with the carbonate deposits, beneath the orogenic volcanic formations of the Jungar-Balhash eugeosyncline. In the lowest places are implaced basic and alkali granite intrusions carrying copper porphyry mineralization.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б е л я е в с к и й Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Наука», 1974. 280 с. с ил.
2. Б о р и с о в А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 303 с. с ил.
3. И в а н к и н П. Ф., Д о л г у ш и н С. С., Р а б и н о в и ч К. Р. О металлогенической асимметрии формации гранитоидных батолитов «пестрого» состава. — «Геология и геофизика», № 6, 1970, с. 29—38.
4. С м и р н о в В. И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 245—253.
5. С т р а х о в В. Н. Некоторые особенности теории трансформирования потенциальных полей. — В кн.: Теоретические обоснования и практика трансформации потенциальных геофизических полей для решения региональных геологических задач. М., ВНИИ Геофизика, ротاپринт, 1969, с. 19—44.
6. Т я ц к и н К. Ф. Интерпретация гравитационных аномалий, обусловленных конечными по простиранию геологическими объектами. Ч. 1. М., Гостеолтехиздат, 1961. 80 с. с ил.
7. Ф е д ы н с к и й В. В. Разведочная геофизика. Изд. 2-е перераб. М., «Недра», 1967. 672 с. с ил.

Геофизические поля и глубинное строение земной коры Тихого океана. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 9—18. Авт.: А. Г. Гайнанов, А. М. Городницкий, Л. И. Красный и др. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Обобщены геофизические данные по всей площади Тихого океана и его обрамления. Составлены в масштабе 1 : 10 000 000 карты гравитационных аномалий в различных редукциях, сейсмичности, магнитных аномалий, теплового потока и мощности земной коры. Анализ данных проведен с позиций тектоники литосферных плит. Описана модель образования океанической литосферы за счет кристаллизации базальтовой составляющей в шесте астеносферы. Мощность океанической литосферы увеличивается пропорционально квадратному корню из ее возраста. Отмечается, что большая часть тепла в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия выносится океанической водой, циркулирующей по системе трещин, поэтому суммарные теплопотери Земли следует считать больше общепринятых на 30—40%.

В областях погружения литосферных плит во фронтальной части надвигаемой плиты вырабатывается клинообразный выступ длиной до 100—150 км и толщиной в основании до 20—25 км. Динамический эффект поддвига приводит к нарушениям изостазии и характерному рельефу островных дуг. Приведено районирование литосферы Тихого океана и его обрамления.

Ил. 2, список лит. — 11 назв.

УДК 551.241

Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Пузырев Н. П. Сравнительная характеристика глубинного строения Байкальской и других континентальных рифтовых зон. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 18—25. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

По данным сейсмологии взрывов и землетрясений охарактеризованы крупные черты строения Байкальской рифтовой зоны до глубин около 200 км. Аномальными особенностями этого региона, по-видимому, связанными с современной тектонической активизацией, являются: нерегулярная дифференциация по упругим свойствам земной коры, наличие внутрикорового волновода и области аномально низких скоростей в самой верхней части мантии, разобщенной с астеносферным волноводом Гутенберга.

В результате сравнения годографов первых волн и соответствующих им колонок скоростей для изучения сейсмическим методом зон континентальных рифтов (оз. Байкал, Рейнский грабен, Восточно-Африканская система рифтов, Северо-Американская Провинция бассейнов и хребтов) показано принципиальное сходство сейсмических разрезов верхней мантии во всех этих районах. К общим особенностям континентальных рифтовых зон, кроме известного ранее понижения скорости в самой верхней части мантии, следует отнести и то, что слой с аномально низкой скоростью (7,7 км/с) относительно невелик по мощности (15—30 км) и может сообщаться с астеносферным каналом Гутенберга только на локальных участках.

Ил. 2, список лит. — 9 назв.

УДК 551.24 (571.5)

Бабаян Г. Д., Мокшанцев К. Б., Штех Г. И. Основные черты глубинного строения восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 26—34. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

По данным глубинных сейсмических зондирований установлено, что земная кора восточной части Сибирской платформы имеет блоково-слоистое строение. Разрез ее состоит из платформенного чехла и орогенного этажа, гранитного и базальтового слоев. Платформенный чехол сложен полого залегающими терригенно-карбонатными образованиями верхнего протерозоя — среднего палеозоя и терригенными отложениями среднего палеозоя — кайнозоя. В состав орогенного (промежуточного) этажа входят метаморфические, магматические и осадочно-вулканогенные породы верхнего архея, нижнего и среднего протерозоя. Суммарная мощность образований верхнего чехла и орогенного этажа изменяется от десятков метров до 13—14 км.

Нижний древний этаж восточной части Сибирской платформы сложен глубоко метаморфизованными породами. Породы нижнего этажа образуют обширную Алдано-Анабарскую складчатую область. Верхняя граница этого этажа совпадает с поверхностью консолидированной коры, нижняя граница возможно определяется подошвой гранитного или даже базальтового слоя.

Рельеф поверхности консолидированной коры характеризуется весьма сложным строением и отражает структуру орогенного этажа. Соотношение его со структурами чехла неоднозначно. Крупные мегаблоки рельефа отвечают Алданской и Анабарской антеклизам, Вилойской синеклизе, крайним прогибам и перикратонным опусканиям.

В строении земной коры восточной части Сибирской платформы значительную роль играют глубинные разломы. Наиболее древние из них разграничивают разновозрастные складчатые системы археид. С разломами протерозойского и раннепалеозойского возрастов связано формирование Вилойского палеоавлакогена и обрамляющих его под-

ялтий. Наиболее молодые платформенные разломы контролируют антеклизы, синеклизы и подчиненные им структуры более высоких порядков.

В восточной части Сибирской платформы мощность земной коры изменяется от 26—30 до 38—42 км, гранитного слоя — от 6 до 24 км, а базальтового слоя — от 12 до 30 км.

Ил. 3, список лит. — 8 назв.

УДК 550.83 : 551,24 (571/5—13)

Геофизические данные о строении земной коры юга Сибири. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 35—42. Авт.: М. П. Гришин, С. В. Крылов, П. И. Морсин и др. (Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

На территории Сибири располагаются три тектонических элемента земной коры: древняя Сибирская платформа, Западно-Сибирская плита и горное южное обрамление. На разрезах ГСЗ прослеживаются две — четыре сейсмических границы. Всюду фиксируется граница Мохоровичича, а в пределах платформенных областей — и поверхность фундамента.

Данные ГСЗ показали изостатическую уравновешенность литосферы и существование сложной зависимости между мощностью земной коры и аномалиями Буге. Ввиду слабой изученности территории Сибири методом ГСЗ предложено для определения ее мощности использовать основные положения изостазии.

В качестве иллюстрации результатов применения такой методики рассматривается схема строения рельефа поверхности Мохоровичича южных районов Сибири. На основе анализа глубинного строения дальнейшее изучение земной коры предлагается проводить в два этапа. На этапе изучения строения нижней части коры целесообразным является создание сети профилей ГСЗ с расстояниями между маршрутами в 100—150 км, которые служили бы опорой для комплексной интерпретации потенциальных полей. На втором этапе основное внимание должно быть уделено изучению верхней части земной коры (10—15 км), особенно изучению фундамента плит молодых и древних платформ, с которыми могут быть связаны крупные месторождения нефти и газа.

Ил. 2, список лит. — 3 назв.

УДК 550.83 : 551.14 (575.4)

Васов О. К., Одеков О. А., Юшанов А. А. Геолого-геофизическая модель земной коры территории Туркмении. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 42—47. (Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

На территории Туркмении проведены исследования почти всеми известными геофизическими методами. В настоящее время ведутся работы по составлению обобщенной геолого-геофизической модели земной коры территории Туркмении. Дан первый вариант статистической модели, составленный на основе анализа имеющихся многочисленных скоростных моделей и результатов интерпретации гравимагнитных данных. Намечены дальнейшие пути составления более детальной модели, которая могла бы служить эталоном для сравнения с результатами наблюдений.

Табл. 3.

УДК 550.83 : 551.14 (47)

Земная кора основных тектонических структур запада СССР (по профилю Черное море — Карское море). — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 48—58. Авт.: Н. А. Беллевский, В. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский и др. (Междунар. геол. конгресс., XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Рассмотрены результаты глубинных сейсмических зондирований вдоль профиля Черное море — Карское море. Профиль пересекает основные тектонические структуры восточной части Европейской платформы и структуры Альпийского пояса юга СССР. Земная кора и верхняя мантия Европейской платформы характеризуются существенными горизонтальными неоднородностями, которые проявляются в резком изменении структуры и физических свойств осадочного чехла и фундамента, а также в заметных вариациях скоростных параметров консолидированной коры и верхней мантии.

Сопоставление результатов сейсмических наблюдений с магнитными и гравитационными данными показывает, что магнитные аномалии в основном связаны с неоднородностями верхней части консолидированной коры и практически не коррелируются с более глубоко залегающими объектами. Абсолютные же значения региональной составляющей аномалий Буге отражают среднюю глубину залегания поверхности Мохоровичича, а их локальные составляющие связаны с неоднородностями верхней части коры.

Отмечается возрастание глубин до поверхности М в областях распространения ранних протерозойских и заметное сокращение глубин под архейскими блоками. В пределах сильно приподнятых и глубоко эродированных архейских блоков поверхность М располагается на относительно меньших отметках, чем в областях распространения протерозойских структур.

Для дорифейских структур фундамента Европейской платформы следует предполагать раннепротерозойский и на отдельных участках (архейские блоки ранней стабилизации) более древний возраст формирования поверхности М. Для Печорской синеклизы

возраст поверхности М может соответствовать эпохам формирования ранних байкалит Тимана и герцинид Урала. С герцинским или более молодым этапом возможно связано формирование поверхности М в районе Скифо-Туранской плиты и Крымского мегаантиклинария.

Структуры в рельефе фундамента не отражаются во внутреннем строении земной коры и в рельефе поверхности М. Исключением является крупная наложенная структура Днепровско-Донецкого авлакогена, развитие которого сопровождалось поднятием поверхности М. Наряду с этим, многие крупные тектонические структуры, имеющие неодинаковый возраст и историю геологического развития, характеризуются не только особенностями распределения мощностей слоев земной коры и различиями их скоростных параметров, но и существенными скоростными неоднородностями вдоль поверхности М. Это указывает на то, что в их формировании участвовала не только вся толща земной коры, но и верхняя мантия.

Ил. 2, список лит. — 12 назв.

УДК 550.34 (47—13)

Сейсмогенные структуры литосферы. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976 с. 58—64. Авт.: А. А. Борисов, М. К. Полшков, А. В. Поляков, Ю. К. Шукин. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Статистический комплексный анализ 18 геофизических параметров, проведенный для некоторых сейсмоопасных структур юга СССР, показал, что лишь часть геофизических параметров информативна на сейсмоопасность. Для таких параметров выделены интервалы значений (градации), характерные для сейсмоопасных и сейсмобезопасных эталонных структур. Такие градации являются индикаторами структур соответствующей степени сейсмичности. Градационные индикаторы сейсмогенных структур выделяются в 14 геофизических параметрах из 18 рассматриваемых параметров Кавказа и в 11 из 18 — Тянь-Шаня. Однако ни в одном параметре нет градации, соответствующей всем структурам заданного класса сейсмичности. Также нет ни одной сейсмоопасной структуры, которой соответствовали бы все градационные индикаторы высокой сейсмоопасности. Сейсмогенные структуры даже равной степени сейсмоопасности характеризуются индивидуальными сочетаниями параметров, составляющих 50—80% от общего числа градационных индикаторов, т. е. значительно различаются между собой структурно-геофизическими характеристиками.

Предложена и реализована система преобразований совокупности всех геофизических параметров в единый признак S «меру сходства». По значению S проведено районирование Кавказа и Тянь-Шаня. Установлена линейная регрессия между S и сейсмической интенсивностью I_0 исследуемых территорий.

Табл. 2.

УДК 552 (1/9) : 551.14

Дортман Н. Б. Петрофизика магматических формаций геосинклинального и внегеосинклинального этапов развития земной коры. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 64.—72 (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Естественные ассоциации магматических пород (формации) обладают близкой петрофизической характеристикой в разновозрастных областях и платформах при идентичности состава магм, термодинамических условий их образования и кристаллизации. На геосинклинальном этапе развития земной коры выделяются два ряда формаций, на внегеосинклинальном — те же ряды в сокращенном виде. Прогрессивный ряд характеризуется понижением плотности ($3,1—2,6 \text{ г/см}^3$), скорости распространения упругих волн ($7,5—5,5 \text{ км/с}$) и намагниченности формаций ($n \cdot 1000—n \cdot 10 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), что соответствует смене мантийных магм нижнекоровыми, а затем верхнекоровыми. Для регрессивного ряда типична обратная последовательность изменения свойств и процессов.

Физические свойства, особенно магнитные, позволяют вносить дополнения в формационный анализ. Наиболее существенно разделение гранитоидных и дацит-диабазитовых формаций на ферромагнитные и парамагнитные субформации, являющиеся продуктами соответственно нижнекоровых и верхнекоровых магм и носителями различной эндогенной минерализации. Оценка термодинамического режима мантии и земной коры в прошлые геологические эпохи дает возможность выделить различные тектоно-магматические области и зоны.

Ил. 2, список лит. — 3 назв.

УДК 550.83 + [552.1 : 53] : 553.9 (470.13)

Гречухин В. В. Геолого-геофизическая классификация горных пород угленосных формаций на примере Печорского угольного бассейна. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 72—80. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Геолого-геофизическая классификация угленосных пород основана на их физических свойствах: общей пористости, плотности, удельном электрическом сопротивлении, скорости распространения упругих продольных волн и интенсивности естественного

гамма-излучения. Эти физические свойства пород определяются первичными (генетические) и вторичными (постседиментационные) преобразованиями.

Классификация построена на анализе генетических закономерностей изменения угленосных пород, связанных с вещественным, гранулометрическим и фаціальным составом, а также типом цемента. Изучаемый разрез месторождения рассматривается по интервалам литолого-геофизических ступеней, в пределах которых влиянием вторичных факторов на изменение физических свойств пород можно пренебречь.

Классификация позволяет с помощью геофизических методов увеличить детальность изучения литологии разрезов скважин в 4 раза по сравнению с практикуемыми геологическими и геофизическими способами, а также определять вещественный состав пород угленосных формаций, что имеет большое научное и практическое значение.

Табл. 1, ил. 1, список лит. — 3 назв.

УДК 550.38 : 551.24

Илаев М. Г., Шолоп Л. Е. Магнетизм горных пород как источник геологической информации. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 80—86 (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Многообразие известных явлений магнетизма горных пород уже давно выходит за рамки задач не только магниторазведочных, но и палеомагнитных исследований. Интерпретация многих из этих явлений не связана с вопросами эволюции геомагнитного поля (отчасти глотетическими) и определяет сферу самостоятельного приложения к геологии на основе физических закономерностей, допускающих экспериментальную проверку.

Любые магнитные свойства горных пород связаны с условиями их образования и последующей «жизни». Эта связь опосредствована тремя основными типами факторов: концентрацией ферромагнитных минералов в породе, их химическим, фазовым и механическим составом и особенностями магнитного (энергетического) состояния. Классификация магнитных характеристик по их зависимости от той или иной комбинации указанных факторов позволяет строго определять пределы информативности каждой из характеристик и геологическую целенаправленность ее изучения.

Наиболее ценными для практической геологии являются магнитные характеристики, допускающие однозначную интерпретацию хотя бы в пределах одного типа определяющих их факторов, например характеристики, зависящие только от химического состава (температура Кюри) или от распределения магнитных осей (анизотропия). Поиск и изучение новых магнитных характеристик такого класса составляют важнейший практический аспект исследований магнетизма горных пород. Приведенные примеры использования новых магнитных параметров иллюстрируют многообразие перспектив участия методов магнетизма горных пород в геологических исследованиях.

Ил. 2, список лит. — 3 назв.

УДК 550.382.7 : 551.24 (47 + 57)

Булина Л. В. Характерные черты магнитной дифференциации разновозрастных складчатых систем. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 86—91. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Для тектонических регионов территории СССР выявлено закономерное изменение концентрации магнитных тел в геосинклинальных комплексах разного возраста. Тенденция в изменении общего числа магнитных тел в разновозрастных геосинклинальных комплексах, выявленная на территории СССР, судя по картам магнитного поля, проявляется в регионах Западной Европы и Северной Америки.

В геологической истории континентов северного полушария существовали периоды, когда в земной коре появлялось большое число магнитных тел. Это происходило в геосинклинальных системах, начавших развитие в архее, в самом конце протерозоя — начале палеозоя и в позднем мезозое. Геосинклинальные системы, возникшие в другое время, как правило, менее насыщены магнитными образованиями. Это явление связывается с неравномерным ходом эволюции земной коры и изменением во времени характера и интенсивности тектонических, магматических, метаморфических и других процессов.

Ил. 1, список лит. — 8 назв.

УДК 550.382.7 : 551.24 (477)

Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Магнитная модель земной коры Украинского щита. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 92—99. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Выполнены оценка намагниченности и вклада в магнитное поле различных ферромагнитных слоев земной коры. Показано, что средняя намагниченность нижней части коры в 5—10 раз больше намагниченности ее верхней части. Построена магнитная модель земной коры Украинского щита, выделены магнитные неоднородности в ее нижней части, которые предположительно связываются с образованием вторичных ферромагнитных минералов в процессе переработки пород основного состава в зонах глубинных разломов.

Ил. 3, список лит. — 5 назв.

Карус Е. В., Краснопецева Г. В., Резанов П. А. Использование динамики сейсмических волн для выяснения геологической природы сейсмических границ в земной коре. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 100—106. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Рассмотрена динамика волн от границы Кограда для двух различных по геологической истории районов: юга Средней Азии и Кавказа. Установлено, что в этих районах под поднятиями интенсивность отраженной волны выше, чем под прогибами. На Кавказе под прогибами зафиксирована сильная преломленная волна, отсутствующая под хребтом. Устанавливается корреляция между рельефом и геологическим строением, с одной стороны, и динамикой сейсмических волн от границы Кограда, с другой. Различия в динамике зависят от древней (рифейской и палеозойской) истории и характера современных геологических процессов. Интенсивная отраженная волна под поднятиями может быть вызвана волноводом над границей Кограда, возникшим вследствие гранитизации мощных рифейских и палеозойских толщ. Возникновение такого волновода явилось причиной неотектонического поднятия.

Ил. 2 список лит. — 3 назв.

УДК 550.834.08 : 551.24 (47 + 57)

Изучение строения земной коры комплексом волновых полей (метод «Земля»). В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 106—111. Авт.: Л. П. Барскова, Г. В. Егоркина, Т. М. Линькова и др. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

За 1959—1975 гг. разработан методико-аппаратурный комплекс «Земля», позволяющий регистрировать на частотах 0,5—20,0 Гц волновые поля (P, S, PS) от землетрясений и взрывов на эпицентральных расстояниях 0—160° с целью изучения строения земной коры и верхней мантии. Приведены краткие сведения об аппаратуре, методике работ и интерпретации полученных материалов. В результате работ с аппаратурой «Земля» в различных районах СССР и за рубежом были получены глубинные разрезы земной коры и верхней мантии, изучены скоростные характеристики и сейсмичность территорий, выяснены закономерности и связи, существующие между строением земной коры и зонами современных тектонических движений.

Ил. 1, список лит. — 8 назв.

УДК 550.834

Применение голографии и дифракционного преобразования в сейсморазведке. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 112—119. Авт.: С. А. Васильев, В. Д. Завьялов, Ю. В. Тимошин, А. К. Урупов. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Анализируются основные свойства голографического и дифракционного преобразования. Оцениваются их перспективы и даются рекомендации по повышению их результативности.

Список лит. — 11 назв.

УДК 550.83

Новый комплекс методов геофизических исследований обсаженных буровых скважин для изучения сложнопостроенных геологических разрезов. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 120—128. Авт.: Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Л. Г. Петросян, Ю. С. Шимелевич. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

Рассматриваются методические и информационные преимущества геофизических исследований в обсаженных скважинах. Преимущества связаны с возможностью изучения различных геофизических эффектов, возникающих в горных породах до и после крепления скважин, в частности, в процессе искусственного воздействия на прискважинную зону пласта силовыми физическими полями.

Показаны физические основы и особенности новых импульсных нейтронных и акустических методов исследования обсаженных скважин. Описаны особенности применяемой аппаратуры.

Отличительной чертой новых импульсных методов является использование такого дополнительного (по сравнению со стационарным) параметра, как время распределения упругого поля или поля нейтронов. Необходимость комплексирования нейтронных и акустических параметров при исследовании обсаженных скважин связана с тем, что первые из них чувствительны к элементному составу горных пород, в частности к водородосодержанию, а вторые — к структурному и физико-механическим свойствам пород, а также к условиям на границе обсажденной колонны — цементный камень — горная порода.

Комплексная интерпретация нейтронных и акустических параметров, полученных в результате повторных геофизических измерений (до и после крепления), позволили повысить полноту и надежность геологических заключений.

Приведена идеализированная схема комплексной интерпретации материалов ИНК, ИАК для типичного карбонатного терригенного разреза. Даны примеры эффективного применения разработанного в СССР комплекса импульсных нейтронных и акустических методов в обсаженных скважинах на стадиях разведки, доразведки и контроля за разработкой месторождений нефти и газа.

Ил. 2, список лит. — 3 назв.

Применение разведочной геофизики при поисках полезных ископаемых на территории Сибири. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 128—137. Авт.: А. С. Барышев, В. Л. Кузнецов, В. И. Млотэк и др. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

При поисках полезных ископаемых в Сибири широко применяются методы разведочной геофизики.

На Западно-Сибирской плите поиски и подготовка к глубокому бурению антиклинальных поднятий, с которыми связаны основные залежи нефти и газа, полностью обеспечиваются сейсморазведкой, которая позволяет выделять структуры амплитудой 40—60 м. Геофизические методы здесь используются также при прямых поисках нефтяных или газовых залежей путем учета поглощения энергии упругих волн и гравитационного эффекта.

На Сибирской платформе, характеризующейся сложным глубинным и поверхностным строением, а также широким развитием пород трапповой формации, главным методом изучения платформенных палеозойских образований и поиска антиклинальных складок также является сейсморазведка. В наименее изученной центральной части платформы (Тунгусская синеклиза) ставится задача поисков и очертывания поднятий амплитудой более 100 м, с которыми могут быть связаны крупные залежи нефти и газа. Для решения этих задач применяются сейсмические зондирования с регистрацией волн разного типа. При изучении строения осадочного чехла под траппами и выделении зон коллекторов, насыщенных высокоминерализованными водами, подпорающими нефтяные залежи, применяется электроразведка методом зондирования становлением поля в ближней зоне. Особенно эффективен этот метод при выделении и прослеживании водонефтяного или водогазового контакта.

При поисковых работах на рудные месторождения в Сибири по данным региональных геофизических исследований картируются крупные тектонические структуры, диагностируются геологические формации, производится металлогенетическое районирование. Особое значение для Сибири имеют аэрометоды, весьма эффективные при поисках руд железа, цветных металлов и др.

Применение новой аппаратуры и методики электроразведки по способу переходных процессов, ВП, заряда, а также высокочастотной гравиразведки позволяет вести поиск рудных месторождений при наличии низкоомных рыхлых отложений мощностью до 100—150 м. В условиях высокоомного разреза глубинность поисков достигает 500—700 м.

Основными тенденциями развития рудной геофизики в Сибири являются повышение разрешающей способности аэрометодов и значительное увеличение глубинности наземных исследований. Для обработки и интерпретации материалов широко привлекаются ЭВМ и данные физического и математического моделирования геофизических полей.

Ил. 2, список лит. — 8 назв.

УДК [550.837 : 553.98] : 551.24

Каленов Е. Н., Терехин Е. И. Эффективность применения электроразведки при поисках нефти и газа. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 137—142. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

В комплексе геофизических исследований при поисках нефти и газа наряду с другими методами в СССР применяются электромагнитные зондирования, основанные на изучении естественного электромагнитного поля Земли или искусственно созданного неустановившегося поля.

Разработка и внедрение цифрового электроразведочного комплекса, включающего цифровую регистрирующую аппаратуру, техническое и математическое обеспечение обработки цифровой электроразведочной информации на ЭВМ, позволили существенно повысить эффективность применения методов электроразведки.

В качестве иллюстраций приведены примеры успешного применения электроразведки методами магнитотеллурических зондирования и зондирования становлением поля при решении структурно-тектонических задач в двух различных районах.

Ил. 2, список лит. — 7 назв.

УДК [550.83 : 553] : 551.24 (47 + 57)

Бекжанов Г. Р., Иванкин П. Ф., Любецкий В. Н. Методика и результаты комплексного геолого-геофизического изучения глубинного строения рудных районов СССР (на примере Казахстана). — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976, с. 142—149. (Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Докл. сов. геол.)

В СССР проводятся работы по изучению и типизации структур земной коры до глубины 10—15 км в металлогенетических провинциях. Дана характеристика особенностей глубинного строения ряда рудных районов Казахстана с золотым, медноколчеданным, полиметаллическим и медно-порфировым оруденением и рассмотрены закономерности размещения месторождений по отношению к выявленным структурам.

Глубинное строение рудных районов с разным профилем оруденения тесно связано с историей и режимом их тектонического развития.

Золотое оруденение тяготеет к областям развития первичных эвгеосинклиналей, связанных с корой океанического типа и испытавших моноциклическое развитие. Большую роль в глубинном строении таких районов играют структуры, сформированные частыми инверсиями в конце ранней стадии геосинклинального развития и перекрытые

более поздними образованиями. К ним пространственно приурочены золотоносные интрузии. В формировании золотоносности интрузий значительная роль принадлежит карбонатным и вулканогенным породам раннеинверсионного структурного этажа, которые обогащают остаточные магматические расплавы щелочноземельными элементами и углекислотой.

Районы с медноколчеданным и полиметаллическим оруденением расположены в узких линейных эвгеосинклиналях полициклического развития на коре континентального типа вдоль зон глубинных разломов. Специфика их глубинного строения определяется наличием структур на поверхности основания, насыщенных более поздними интрузиями основного состава.

Районы медно-порфированного оруденения тяготеют к границам первичной Джунгаро-Балхашской эвгеосинклинали, заложившейся на океанической коре, и вторичных геосинклинальных прогибов, сформировавшихся на внутренних срединных массивах. Глубинные структуры этих районов представлены блоками фундамента, погружающимися вместе с чехлом карбонатных отложений под орогенные вулканические формации Джунгаро-Балхашской эвгеосинклинали. К местам их погружения пространственно приурочены гранитоидные интрузии повышенной основности и щелочности, несущие медно-порфировое оруденение.

Список лит. — 7 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
Перечень сокращенных обозначений советских научных организаций	8
А. Г. Гайнанов, А. М. Городницкий, Л. И. Красный, Ю. А. Павлов, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, В. В. Федынский. Геофизические поля и глубинное строение земной коры Тихого океана	9
С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, Н. Н. Пузырев. Сравнительная характеристика глубинного строения Байкальской и других континентальных рифтовых зон	18
Г. Д. Бабаян, К. Б. Мокшанцев, Г. И. Штех. Основные черты глубинного строения восточной части Сибирской платформы	26
М. П. Гришин, С. В. Крылов, П. И. Морсин, Н. Н. Пузырев, В. С. Сурков. Геофизические данные о строении земной коры юга Сибири	35
О. К. Васов, О. А. Одеков, А. А. Ювшанов. Геолого-геофизическая модель земной коры территории Туркмении	42
Н. А. Беляевский, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, А. В. Егоркин, М. К. Полшков, Е. А. Попов, В. З. Рябой, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Н. М. Чернышев, Ю. Г. Юров. Земная кора основных тектонических структур запада СССР (по профилю Черное море — Карское море)	48
А. А. Борисов, М. К. Полшков, А. В. Поляков, Ю. К. Щукин. Сейсмические структуры литосферы	58
Н. Б. Дортман. Петрофизика магматических формаций геосинклинального и втегосинклинального этапов развития земной коры . .	64
В. В. Гречухин. Геолого-геофизическая классификация горных пород угленосных формаций на примере Печорского угольного бассейна	72
М. Г. Илаев, Л. Е. Шолпо. Магнетизм горных пород как источник геологической информации	80
Л. В. Булина. Характерные черты магнитной дифференциации разновозрастных складчатых систем	86
З. А. Крутиховская, И. К. Пашевич. Магнитная модель земной коры Украинского щита	92

	Стр.
Е. В. Карус, Г. В. Краснопевцева, И. А. Резанов. Использование динамики сейсмических волн для выяснения геологической природы сейсмических границ в земной коре	100
Л. П. Барскова, Г. В. Егоркина, Т. М. Линькова, А. Н. Мозженко, М. К. Полшков, И. В. Померанцева. Изучение строения земной коры комплексом волновых полей (метод «Земля»)	106
С. А. Васильев, В. Д. Завьялов, Ю. В. Тимошин, А. К. Урупов. Применение голографии и дифракционного преобразования в сейсморазведке.	112
Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, Л. Г. Петросян, Ю. С. Шимелевич. Новый комплекс методов геофизических исследований обсаженных буровых скважин для изучения сложнопостроенных геологических разрезов	120
А. С. Барышев, В. Л. Кузнецов, В. И. Млотэк, А. И. Павленков, Г. Г. Ремпель, В. С. Сурков, В. В. Ткаченко. Применение разведочной геофизики при поисках полезных ископаемых на территории Сибири	128
Е. Н. Каленов, Е. И. Терехин. Эффективность применения электроразведки при поисках нефти и газа	137
Г. Р. Бекжанов, П. Ф. Иванкин, В. Н. Любецкий. Методика и результаты комплексного геолого-геофизического изучения глубинного строения рудных районов СССР (на примере Казахстана)	142

CONTENTS

A. G. Gainanov, A. M. Gorodnitsky, L. I. Krasny, Yu. A. Pavlov, O. G. Sorokhtin, S. A. Ushakov, V. V. Fedynsky. Geophysical fields and crustal structure of the Pacific Ocean	9
S. V. Krylov, B. P. Mishenkin, N. N. Puzirev. Comparative characteristics of the crustal structure of the Baikalian and other continental rift zones	18
G. D. Babayan, K. V. Mokshantsev, G. I. Shtekh. The crustal structure of the East Siberian platform	26
M. P. Grishin, S. V. Krylov, P. I. Morsin, N. N. Puzirev, V. S. Surkov. The crustal structure of South Siberia from geophysical data	35
O. K. Vasov, O. A. Odekov, A. A. Yuvshanov. The geological and geophysical model of the Earth's crust for the territory of Turkmenia	42
N. A. Beliaevsky, B. S. Volvovsky, I. S. Volvovsky, A. V. Egorkin, M. K. Polshkov, E. A. Popov, V. Z. Riaboy, V. B. Sollogub, A. V. Chekunov, N. M. Chernyshev, Yu. G. Yurov. The Earth's crust of major tectonic units of the west USSR (along profile from the Black Sea to the Kara Sea)	48
A. A. Borisov, M. K. Polshkov, A. V. Poljakov, Yu. K. Shchukin. Seismogenic structures of the lithosphere	58
N. B. Dortman. Petrophysics of magmatic rock formations of geosynclinal and non-geosynclinal periods of the evolution of the Earth's crust	64

	Стр.
V. V. Grechukhin. Geological and geophysical classification of coal-bearing rocks as referred to the Pechora coal basin	72
M. G. Ilaev, L. E. Sholpo. Rock magnetism as a source of geological information	80
L. V. Bulina. Magnetic differentiation of folded systems	86
Z. A. Krustikhovskaya, I. K. Pashkevich. The magnetic model of the Earth's crust of the Ukrainian Shield	92
E. V. Karus, G. V. Krasnopevtseva, I. A. Rezanov. Application of the dynamics of seismic waves for geological interpretation of seismic crustal boundaries	100
L. P. Barskova, G. V. Egorkina, T. M. Lin'kova, A. N. Moszhenko, M. K. Polshkov, I. V. Pomerantseva. Investigation of the crustal structure using P, S, PS and R waves recorded by the «Zemlia» seismograph equipment	106
S. A. Vasiliev, V. D. Zavialov, Yu. V. Timoshin, A. K. Urupov. The application of holography and diffraction transforms in seismic exploration	112
E. V. Karus, O. L. Kuznetsov, L. G. Petrosian, Y. S. Shimelevitch. New well logging techniques in cased holes to study complex geological sequences	120
A. S. Baryshev, V. L. Kuznetsov, V. I. Mlotek, A. I. Pavlenkov, G. G. Rempel, V. S. Surkov, V. V. Tkachenko. Application of geophysical methods in prospecting for minerals in Siberia	128
E. N. Kalenov, E. I. Terekhin. The effect of application of geoelectric prospecting in oil and gas exploration	137
G. R. Bekzhanov, P. F. Ivankin, V. N. Lyubetsky. The methods and results of the combined geological and geophysical studies of the crustal structure of ore-bearing regions of the USSR (as referred to Kazakhstan)	142

Международный геологический конгресс
XXV сессия

Доклады советских геологов

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Редакторы издательства: *Ф. Н. Чумакова, И. П. Иночкина*
Обложка художника *Б. Силаева*
Технический редактор *В. Л. Прозоровская*
Корректор *Г. Г. Большова*

Сдано в набор 5/1 1976 г. Подписано в печать 21/IV 1976 г. Т-07074.
Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага для глубокой печати. Печ. л. 10. Уч.-изд. л. 10,90.
Тираж 1500 экз. Заказ 743/12051-3. Цена 1 р. 09 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

1 р. 09 к.

1842

НЕДРА