

# ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

550.8:551.1

А. А. СУВОРОВ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ЮЖНО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ответственный редактор  
член-корр. АН СССР С. Л. Соловьев

1600



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1975



В работе освещены результаты исследований строения земной коры сейсмическими методами разной детальности и разрешающей способности (ГСЗ и МОВ). Систематизированные геолого-географические данные позволили выделить в Южно-Охотском секторе ряд специфических геопроvincий, по которым проведена комплексная интерпретация сейсмических данных.

Специальный раздел посвящен методике морских экспериментальных сейсмических наблюдений: технике работ на морском профиле, навигационному обеспечению, аппаратуре, условиям возбуждения. В схеме интерпретации сейсмических материалов основное внимание уделено учету влияния структурно-скоростных особенностей рыхлых осадков на кинематические характеристики глубинных волн, контролю сейсмических построений решением прямой задачи ГСЗ. Результаты представлены сводными геофизическими разрезами и схемами распределения по исследуемой площади мощности рыхлых отложений, рельефа кровли консолидированной коры и мощности земной коры в целом.

Издание рассчитано на геологов и геофизиков, занимающихся изучением строения земной коры, а также интерпретацией геофизических полей зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.

Зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану представляет собой область молодой тектонической активности, характеризующейся значительным размахом рельефа поверхности земной оболочки, достигающим 10—13 км, весьма сложным геологическим строением, разнообразием типов и разновозрастностью тектонических структур различных порядков, интенсивной сейсмичностью и вулканизмом. Величайшие глубины океана, крупные гравитационные аномалии, мощная вулканическая деятельность и землетрясения приурочены к островным дугам и желобам (Менард, 1966; и др.). Геологическая история Тихоокеанского пояса с конца палеозоя хорошо изучена (Тектоническая карта СССР..., 1957), однако взгляды геологов чрезвычайно разнообразны едва ли не во всем, что относится к новейшей тектонике (Активизированные зоны..., 1964).

В настоящее время нет до конца сложившегося определения переходной зоны. Строго говоря, ее можно характеризовать как область, заключенную между границами континентальной и океанической структур, выделяемых на основании геофизических данных. В понятие переходной зоны Менард и некоторые другие зарубежные исследователи считают необходимым включать и подножия материков — полосу дна между основанием материкового склона и ложем океана, где интенсивно проявляется накопление осадков, выносимых с суши. По мнению советских ученых, в частности Б. А. Петрушевского (1964), к зоне перехода следует отнести не только островные сооружения и окраинные моря, но и значительную по площади часть континентальной Восточной Азии.

Начиная с международного геофизического года (МГГ, 1957/58 г.) к переходной зоне проявляется повышенный интерес исследователей. По различного рода частным и общим вопросам геологии и геофизики, связанным с изучением переходной зоны, как замечено Р. М. Деменицкой (1967), опубликовано свыше шести тысяч работ. Среди них имеется ряд обобщающих монографий, выпущенных в последние годы и посвященных описанию как всей зоны, так и отдельных ее регионов (Аверьянова и др., 1966; Беляевский, Петрушевский, 1968; Геологическое строение..., 1966; Геология зоны перехода..., 1968; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1962; Горячев, 1966; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Рудич, 1962; Строение земной коры..., 1964; Сычев, 1966; и др.).

Ведущее место в комплексе геофизических исследований строения земной коры занимает метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), разработанный в Институте физики Земли АН СССР (ИФЗ). В значительных объемах применяются также гравиметрическая и магнитная съемки, в меньшей степени на Дальнем Востоке развито изучение электрических, геотермических и других геофизических полей.

Работы по ГСЗ земной коры, начатые академиком Г. А. Гамбургцевым более 20 лет назад, были успешно продолжены его последователями во многих районах нашей страны как на суше, так и на море. Последовавшие за этим методические обобщения (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1962; и др.) позволили составить объективное представление

## Классификация структур земной коры в северо-западной части Тихого океана (по И. П. Косминской) \*

I порядок	II порядок (мощность коры)	III порядок, выделенный по рельефу	
		район	структура
Континентальная кора (три слоя: осадочный, гранитный, базальтовый)	25—30 км. Магерики и шельфовые зоны	Профиль Магадан — Камчатка, северная часть Охотского моря, западный склон Курило-Камчатской впадины	Западно-Охотский, Северо-Курильский и Южно-Курильский прогибы
	25—30 км. Мелководные участки континентальных морей	Северная и центральная части Охотского моря	Охотская возвышенность (плато), Северо-Курильское плато
Субконтинентальная кора (два слоя: осадочный, гранитно-базальтовый)	15—20 км. Островные дуги, океанические желоба	Южная часть Курильской островной дуги	Южно-Курильское плато
Субокеаническая кора (два слоя: толстый осадочный, базальтовый)	10—15 км. Котловины окраинных морей	Южная часть Охотского моря, Берингово море	Южно-Охотский, Центрально-Курильский и Берингов выступы
	20—40 км. Котловины внутренних морей		
Океаническая кора (два слоя: тонкий осадочный, базальтовый)	10—15 км. Океанические валы и плато	Северозападная часть Тихого океана	Тихоокеанский выступ

\* Строение земной коры..., 1964; приводится с некоторыми сокращениями.

о динамических характеристиках регистрируемого при ГСЗ волнового поля, о структурно-скоростных параметрах глубинного разреза земной коры, о разделении ее на блоки.

МГГ способствовал широкому развитию исследований методом ГСЗ в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. Здесь под руководством Е. И. Гальперина, И. П. Косминской и других выполнены фундаментальные работы, в результате которых проведена классификация структур земной коры в северо-западной части Тихого океана (табл. 1), подробно описано волновое поле, составлены схемы районирования зоны по основным параметрам сейсмического разреза (Строение земной коры..., 1964). Сложившиеся в этот период представления о строении земной коры сохранились практически до настоящего времени и являются наиболее популярными среди исследователей (особенно геологов), занимающихся изучением внутреннего строения Земли (Деменицкая, 1967; Петрушевский, 1964; и др.).

Первые работы по ГСЗ на Южном Сахалине выполнены в 1959 г. (Шушаков, 1962). Развитие сейсмических наблюдений после МГГ происходило в плане дальнейшего накапливания экспериментальных данных, повышения детальности систем наблюдения, усовершенствования методики интерпретации материалов ГСЗ. Показательными с этих позиций являются работы 1963—1964 гг., выполненные в переходной зоне под руководством С. М. Зверева, И. П. Косминской и других совместными

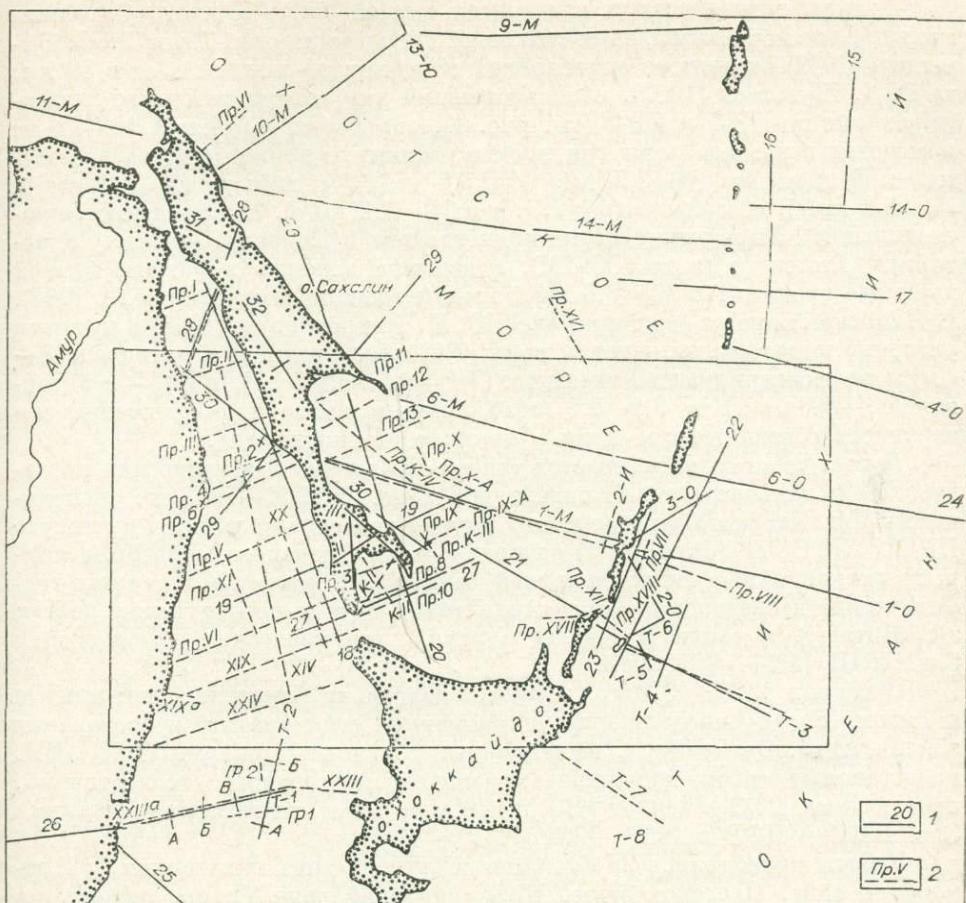


Рис. 1. Обзорная схема района исследований (рамкой выделен Южно-Охотский сектор).

1 — профили ГСЗ; 2 — профили МОВ.

усилиями ИФЗ, Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР (СахКНИИ) и Сахалинского геологического управления (СГУ). В монографии (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) представлены результаты морских и наземно-морских работ по ГСЗ, имеющих существенное значение для понимания структурных особенностей земной коры и ее сейсмических параметров в переходной зоне.

В Южно-Охотском секторе (рис. 1) переходной зоны, благодаря работам 1963—1964 гг., к настоящему времени наиболее густая сеть профилей ГСЗ развита на южном Сахалине и примыкающих к нему акваториях Татарского пролива и Охотского моря.

По площади около 250 тыс. кв. км относительно равномерная сеть профилей: ПР-18, ПР-19, ПР-20, ПР-27, ПР-29, ПР-30 — с данными предыдущих лет (ПР-I, III; 1-М) общей протяженностью порядка 2500 км составляют систему, достаточную для схематического картирования значительных по площади поверхностей раздела глубинного разреза земной коры.

Подобная же сеть профилей ГСЗ выполнена в районе южной группы Курильских островов. Здесь имеются данные по профилям: 21, 22, 23, Т-3, Т-4, Т-5, Т-6, 2-0, 3-0. Результаты сейсмических исследований 1968—1969 гг. на о. Хоккайдо в период подготовки рукописи еще не были опубликованы.

Мнения о мощности и слоистости земной коры Южного Сахалина менялись по мере накопления сейсмической информации. Если В. Н. Бичева (1960) считала ее однослойной и оценивала мощность ее в 50 км, то С. Д. Шушаков (1962), использовавший результаты точечного профилирования по ПР-1 и ПР-2 (см. рис. 1), определял ее равной 15—22 км и выделял в разрезе коры три промежуточных границы раздела, относимые к фундаменту ( $h=3,5$  км,  $V_T \cong 5,0$  км/с), «граниту» ( $h=5,0$  км и  $V_T \cong 6,2$  км/с), «базальту» ( $h=7,5$  км и  $V_T=7,2$  км/с). Исследования, проведенные ИФЗ в период МГГ на прилегающих к Южному Сахалину акваториях Охотского моря (ПР-1М), позволили выявить в разрезе земной коры две границы: с  $V_T=6,8$  и  $8,0$  км/с (Строение земной коры..., 1964). В Японском море на ряде профилей Ю. П. Непрочновым (1964) и другими уверенно выделены две группы волн:  $P^*$ , прослеженной в интервале 8—40 км от регистрирующей станции ( $V^*=6,1-6,8$  км/с), и  $P^M$  — в интервале 40—80 км ( $V^*=8,1-8,9$  км/с), соответственно принадлежащие поверхности «базальтового» слоя и границе Мохоровичича.

В последние годы отмечается особое оживление геофизических исследований в дальневосточной переходной зоне. В 1966—1967 гг. экспедициями Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР (СахКНИИ) основная часть Японского моря была покрыта региональной гидромагнитной съемкой. Комплексные геолого-геофизические исследования осуществлялись в 42-м и последующих рейсах э/с «Витязь», а также в I и II морских геофизических экспедициях СахКНИИ (1969—1970 гг.).

В период 1965—1970 гг. в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану продолжались планомерные сейсмические исследования земной коры. Эти работы, выполненные в основном силами СахКНИИ, представляют собой дальнейшее развитие предыдущих исследований, проведенных ИФЗ в период МГГ и продолженных совместными усилиями СахКНИИ и ИФЗ в 1963—1964 гг.

Работы проводились на Сахалине и окружающих акваториях, в Приморской зоне, Охотском море, Прикурильской зоне Тихого океана, на Камчатке. В рассматриваемый период выполнено профилей: ГСЗ наземных 900 пог. км, морских 1500 пог. км и непрерывного профилирования МОВ более 6000 пог. км. Результаты этих работ частично отражены в ряде статей (Милашин и др., 1970; Суворов, Туезов и др., 1968; Суворов, Жильцов и др., 1970; Юнов, Тихомиров, 1968; и др.).

Несмотря на значительный объем исследований, проведенных методом ГСЗ в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, изучение многих районов с интересным и сложным строением земной коры нельзя считать завершенным. К ним в первую очередь следует отнести зоны сочленения земной коры глубоководных котловин окраинных морей (Охотского и Японского) с корой окружающих их склонов. Здесь при рассмотрении вопроса о строении земной коры приходится прибегать, как и прежде (Рудич, 1962), к весьма широкому экстраполяциям.

Одним из таких регионов является участок переходной зоны, где отроги горных систем Сахалина, Хоккайдо, южной группы Курильских островов с континентальным строением коры сочленяются с глубоководной котловиной Охотского моря, характеризующейся корой субокеанического типа. Такое сочленение, как известно (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Строение земной коры..., 1964; и др.), сопровождается изменением структурно-скоростных характеристик как осадочного комплекса, так и кристаллической земной коры. По геологическим представлениям (Борисов, 1967; Геологическое строение..., 1966; Кропоткин, Шахарстова, 1965; Петрушевский, 1964; Рудич, 1962; Тектоника Евразии, 1966; и др.) к переходной зоне приурочен крупнейший шов (глубинный разлом), разделяющий Сихотэ-Алиньскую и Сахалино-Хоккайдскую разновозрастные складчатые системы.

Представляется целесообразным на основе комплексной интерпретации имеющейся сейсмической и другой геофизической информации проследить с единых позиций изменение сейсмогеологического разреза земной коры через всю переходную зону от континента к океану в полосе профилей, пересекающих Южный Сахалин и южную группу Курильских островов с прилегающими к этим районам акваториями.

Как отмечается во многих исследованиях (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1962; Строение земной коры..., 1964; Косминская, 1968; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971), сочленение разнотипных и разновозрастных структур различных порядков неизбежно проявляется в сложном характере смены сейсмических волновых полей, интерпретация которых часто бывает неоднозначной.

Неоднозначность эта порождалась главным образом недостатком сведений о параметрах верхней части разреза земной коры, имеющих сложное и многообразное строение, которые не проявляются при мало-детальных наблюдениях по ГСЗ.

В этой связи многозначность прежних результатов (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Строение земной коры..., 1964; Строение и развитие земной коры..., 1969; Суворов, Жильцов и др., 1970) может быть сокращена за счет привлечения новой сейсмической информации по району исследований. Особо важную роль при этом играют данные о структурно-скоростных особенностях рыхлых отложений, полученные в результате экспериментальных работ МОВ 1967—1970 гг. Они открывают возможность для комплексной интерпретации материалов региональных сейсмических исследований разной детальности (ГСЗ и МОВ) и более точной характеристики зарегистрированных глубинных волн. Кроме того, наличие многочисленных экспериментальных данных позволяет применить некоторые элементы математической статистики для объективной характеристики скоростного разреза большинства участков переходной зоны. Есть основания полагать, что в настоящее время еще далеко не реализованы возможности использования некоторых динамических параметров сейсмических колебаний для повышения информативности данных ГСЗ.

В данной работе объектом исследований выбран сравнительно небольшой элемент переходной зоны — Южно-Охотский сектор, показанный на рис. 1. В него входят следующие площади: северная часть Японского моря, побережье Азиатского материка восточнее нижнего Амура, Татарский пролив, Южный Сахалин с омывающими его с юга акваториями, южная часть Охотского моря, Северный Хоккайдо, южная группа Курильских островов с прилегающей частью Тихого океана. Рассматриваемый сектор занимает площадь около 800 тыс. кв. км, более 80% которой принадлежит водным пространствам. Он входит в восточноазиатскую область мезозойской (Сихотэ-Алинь) и альпийской (Сахалин—Хоккайдо) складчатости. Детальное изучение земной коры этого сектора имеет важное значение для решения фундаментальных и прикладных задач геологии и геофизики, поставленных перед советскими исследователями программой новой пятилетки (1971—1975 гг.).

Экспериментальной основой предлагаемой работы являются материалы исследований, проведенных при непосредственном участии автора в ряде указанных районов. Работа посвящена вопросам, которые можно сформулировать следующим образом.

1. Повышение точности интерпретации данных ГСЗ на основе: а) учета влияния структурно-скоростных характеристик рыхлых отложений на кинематические особенности глубинных волн; б) приложения методов математической статистики для расчета представительных моделей глубинной среды; в) использования некоторых динамических параметров волн морского ГСЗ для выявления нарушений на границе раздела двух сред; г) контроля сейсмических построений решением прямой задачи.

2. Систематизация материалов региональных сейсмических исследований, полученных в Южно-Охотском секторе переходной зоны для прослеживания параметров глубинной среды (структуры, характера слоистости, скоростного разреза, мощности земной коры) при переходе от Азиатского континента к Тихому океану.

3. Использование полученных уточненных данных для составления сводных геофизических разрезов и структурных схем, а также для установления некоторых связей между приповерхностным и глубинным строением рассматриваемого региона и его естественными геофизическими полями.

В полевых и камеральных исследованиях кроме автора принимали активное участие сотрудники лаборатории морских сейсмических исследований СахКНИИ Б. В. Алексеев, Э. Г. Жильцов, А. А. Куликов, Ю. А. Будянский, И. Г. Голтвяница, Ю. Н. Минаев и др. Всем им автор выражает искреннюю признательность.

Большая методическая и техническая помощь в постановке морского ГСЗ на дальневосточных акваториях и интерпретации полученных данных была оказана нам группой сотрудников ИФЗ во главе с И. П. Косминской, С. М. Зверевым, И. Н. Галкиным, Ю. В. Тулиной, Е. А. Старшиновой, которых коллектив лаборатории морских сейсмических исследований СахКНИИ вспоминает с неизменной благодарностью.

## Глава I

### ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА

#### § 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НАЗЕМНЫХ УЧАСТКОВ

Некоторые принципиальные проблемы геологического строения региона не могут быть выявлены без обобщения и анализа известных геолого-геофизических данных в совокуности с результатами региональных сейсмических исследований. К ним, в частности, относятся такие вопросы, как взаимность поверхностных и глубинных структур; характер сопряжения отдельных блоков; роль тектонических нарушений; наличие и природа неоднородностей, отражающихся в геофизических аномалиях; особенности слоистости глубинной среды; рельеф, природа и геологическая стратификация ее верхних границ.

Освещение этих вопросов в конечном счете обуславливает понимание процессов, связанных с развитием земной коры и образованием полезных ископаемых, что имеет большое научное и практическое значение.

Рассмотрим наиболее характерные особенности геологического строения наземных геопровинций, которые являются веками при геологическом описании площадей, скрытых толщами воды.

Сихотэ-Алиньская мезозойская складчатая область входит в состав внешней части Тихоокеанского подвижного пояса (рис. 2). Она расположена между Японским морем и Татарским проливом с одной стороны и равнинами у оз. Ханка, по рекам Уссури и нижнему Амуру — с другой. Представлена рядом параллельных хребтов преимущественно субмеридионального простирания.

Основными геоструктурными элементами этой области (в пределах рассматриваемого сектора) являются Сихотэ-Алиньский и Тетюхинский синклиналии, в строении которых различаются два структурных этажа (Тектоника Евразии, 1966). Основанием для нижнего этажа, вероятно, служат сложнокристаллические образования архея и протерозоя (рис. 3, а).

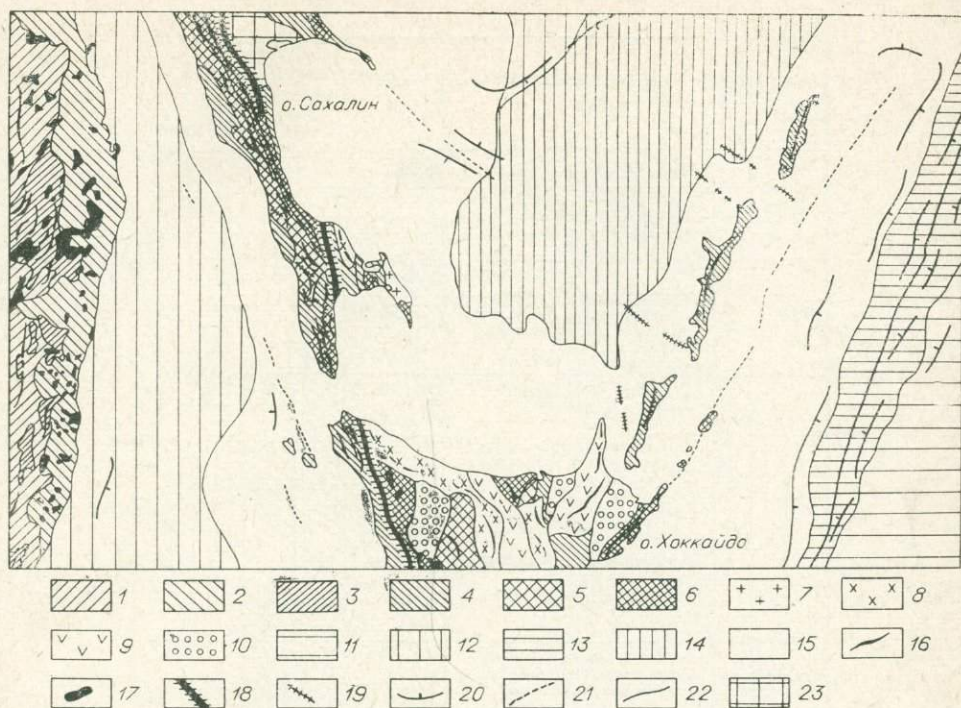


Fig. 2. Схема тектонического строения Южно-Охотского сектора (по А. Л. Яншину и др.—Тектоника Евразии, 1966).

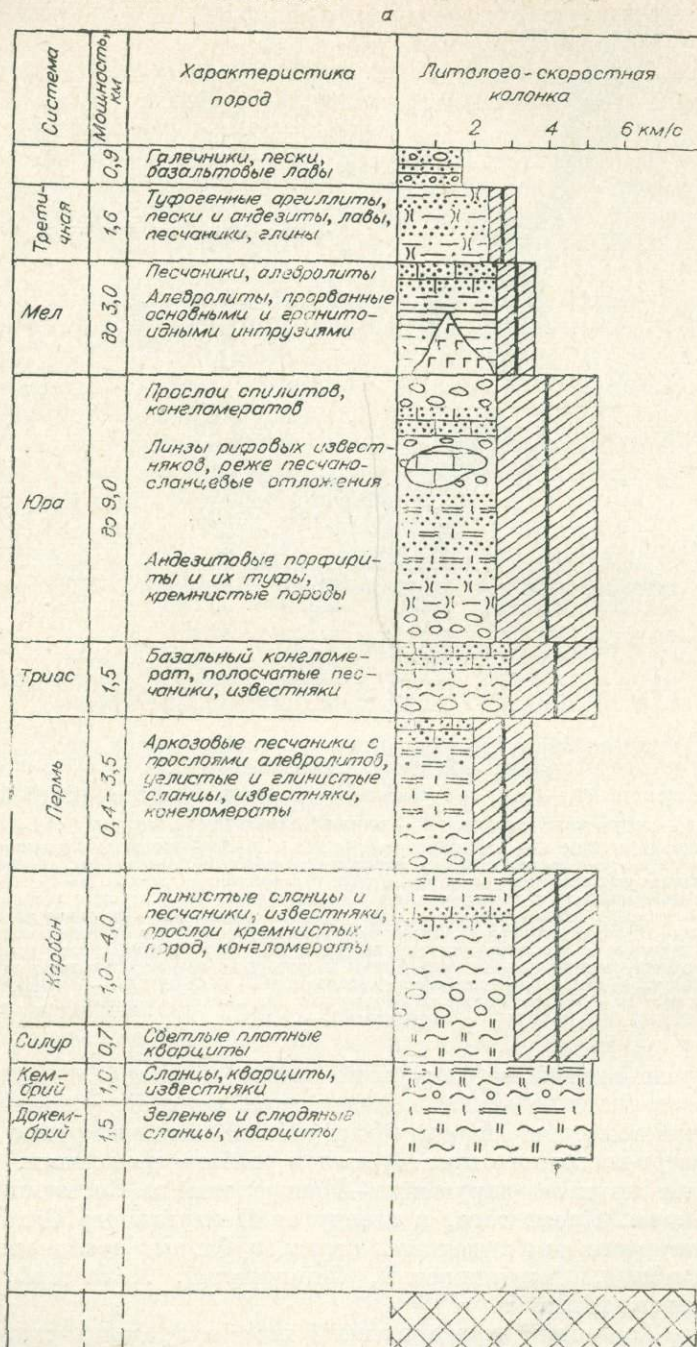
1 — верхний подъярус ( $T_2-J_3$ ); 2 — вулканогенно-осадочный комплекс Чукото-Катавиатского пояса ( $J-Pg$ ); 3 — внутренние впадины; 4 — верхний подъярус (N), местами ( $Pg_2$ ), местами ( $Kp_2^3$ ); 5 — средний подъярус ( $Pg$ ); 6 — нижний подъярус ( $Cr_2$ ); 7—9 — выступы основания, сложенные породами среднего и верхнего палеозоя (7), докембрия и нижнего палеозоя (8), докембрия и палеозоя (9), перекрытые чехлами слабодислоцированных вулканогенных пород ( $N-Q$ ); 10 — впадины, выполненные плиоценовыми и четвертичными образованиями; 11 — краевые валы океанических платформ; 12 — участки эпимезозойских и более древних пород; 13 — океанические глубоководные желоба; 14 — глубокие котловины, лишенные гранитного слоя, с осадками повышенной мощности; 15 — складчатые и геосинклинальные системы; 16 — оси линейных антиклиналей; 17 — построгогенные и внегеосинклинальные гранитоиды мезозойского возраста, ультрабазиты и местами основные породы; 18 — главные глубинные разломы; 19 — разломы; 20 — сбросы; 21 — направление простираний; 22 — осевые линии глубоководных океанических желобов; 23 — внутренние впадины ( $N_2-Q$ ).

Нижний этаж сложен верхнепалеозойскими морскими сильнодислоцированными осадками геосинклинального типа, верхний — геосинклинальными осадками мезозоя. Породы обоих этажей смяты в крутые линейные складки северо-восточного простирания и разбиты разломами.

Наиболее крупные нарушения—Центральный и Восточный Сихотэ-Алиньские швы. Кроме того, к западу от Центрального Сихотэ-Алиньского структурного шва выделяется серия глубинных разломов: Западно-Сихотэ-Алиньский, Даубихинский, Синегорский, Халазский, Сергеевский (Соловьев, 1965).

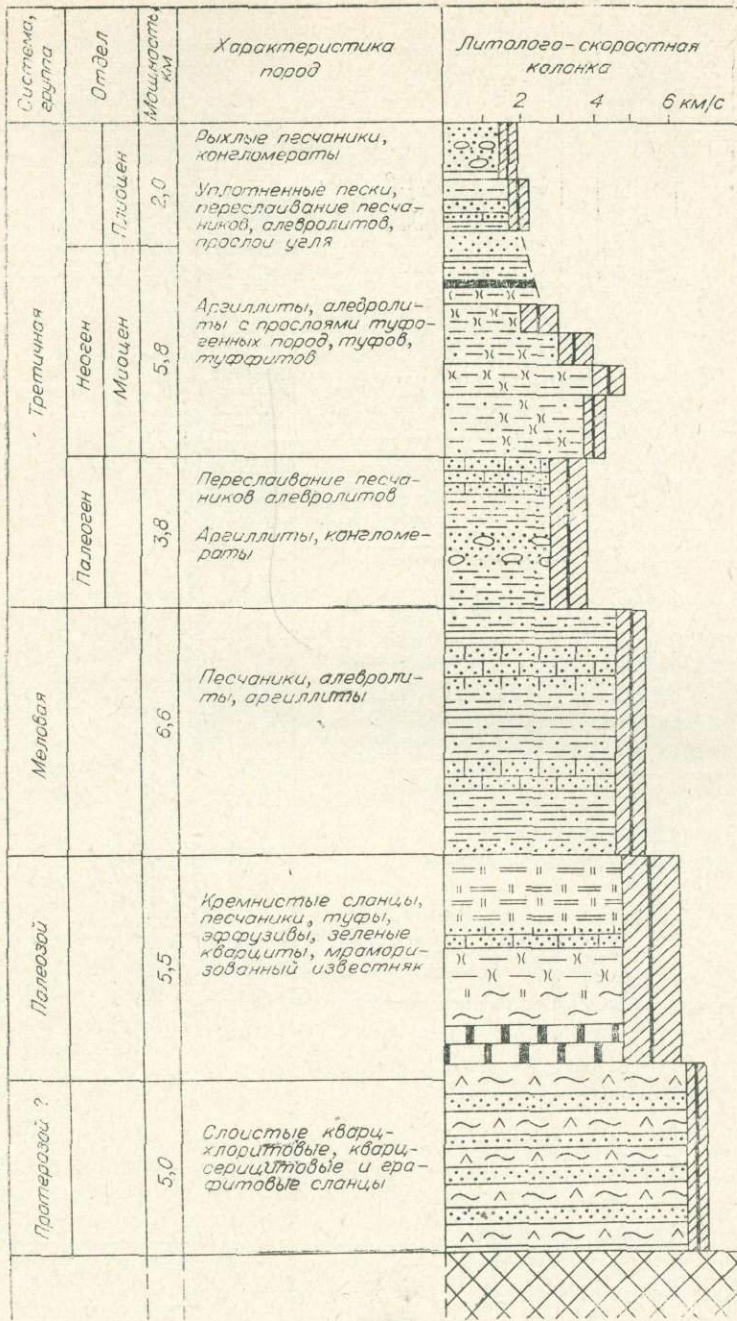
Восточно-Азиатский вулканический пояс в пределах сектора представлен Восточно-Сихотэ-Алиньским вулканогеном, в строении которого принимают участие отложения мела, подразделяющиеся на две толщи: нижнюю — терригенно-морскую и верхнюю — терригенно-вулканогенную. В основании нижней толщи залегают алевролиты и песчаники. Мощность их свыше 1500 м. Выше залегают морские отложения, представленные конгломератами, над которыми проявляются накопления андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, реже дацитовых порфиритов и их туфов, перемешивающиеся с терригенными продуктами выветривания.

В основании верхней толщи залегают вулканогенные образования. Они представлены андезитами, андезито-базальтами, дацитами с широко



распространенными порфиритами, фельзит-порфирами, липаритами и их туфами. В подчиненном количестве встречаются песчаники, туфопесчаники, конгломераты, алевролиты и прослой угля. Мощность этой толщи достигает 3000 м.

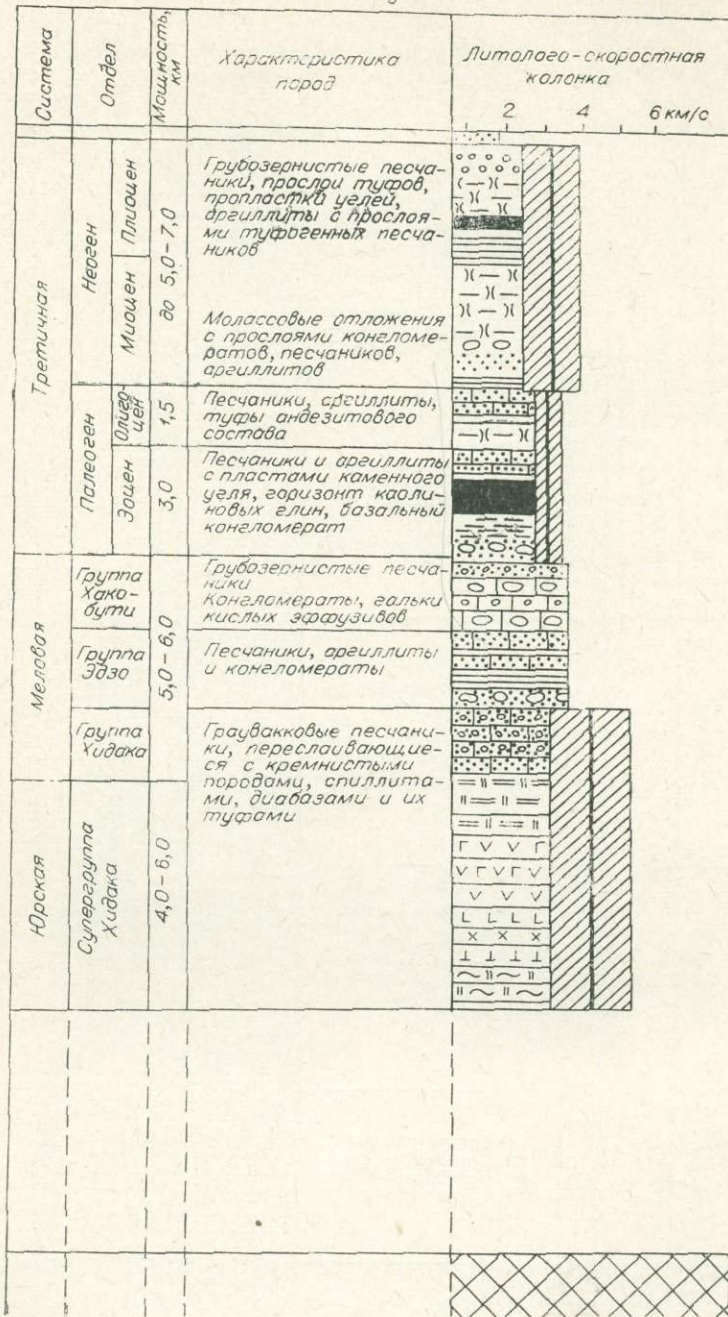
С несогласием на верхней толще залегают палеогеновые образования, представленные вулканическими брекчиями, туфами, лавами, андезитовыми порфиритами. Мощность свиты достигает 500—600 м. Эти образования с разрывом перекрыты андезитами, андезито-базальтами мощностью до 350—400 м. Еще выше с перерывом залегают породы, представленные



ные туфогенно-осадочными и угленосными осадками. Мощность их достигает 500 м.

Неогеновые отложения представлены андезитами и андезито-базальтами. На отдельных участках распространены раннечетвертичные базальты. По всей площади встречаются интрузии гранитоидов в основном палеогенового возраста.

Японо-Сахалинская кайнозойская складчатая область входит во внутреннюю часть Тихоокеанского подвижного пояса. В исследуемый нами сектор входят острова Сахалин и Хоккайдо (см. рис. 2).



Сахалин — один из крупных островов в СССР\*.

Основные орографические элементы острова — Западный и Восточный хребты, разделенные Тымь-Поронайской низменностью. В пределах Южного Сахалина сосредоточены Южно-Сахалинский хребет, Сусунайские горы (1045 м) и Тонино-Анивский горный массив (670 м).

\* При описании геологии острова использованы данные С. Н. Алексейчика и др. (1963); П. Н. Кропоткина и К. А. Шахвартовой (1965); М. С. Маркова и др. (1967); Ю. М. Пуцаровского (1964); Е. М. Рудича (1962); П. М. Сычева (1966) и ряда других исследователей.

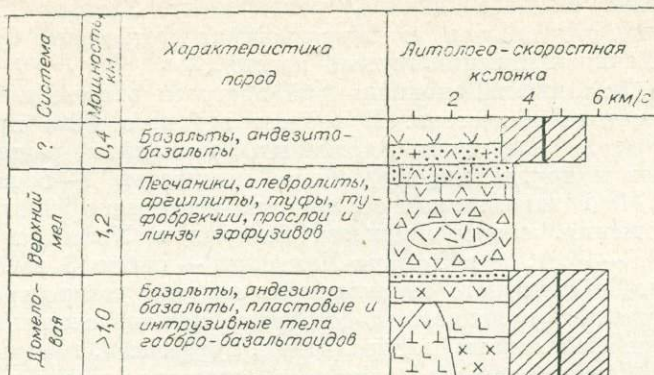


Рис. 3. Профиль сводных сейсмологических колонок, построенный по наземным участкам сектора.

а — Сихота-Алинь; б — Южный Сахалин; в — север Хоккайдо; г — о. Шикотан. Косой штриховкой показаны пределы изменения скоростей продольных волн в соответствующем комплексе геологических пород.

Основные геоструктурные элементы острова — Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский антиклинории и расположенный между ними Центрально-Сахалинский синклинорий (Атлас Сахалинской области, 1967). Первый прослеживается в виде подводного хребта на 200 км в заливе Терпения и обрывается у края глубоководной впадины южной части Охотского моря, второй продолжается на юге в Центральный антиклинорий Хоккайдо (Рудич, 1962).

Центрально-Сахалинский синклинорий, по мнению Ю. М. Пуцаровского (1964), а также М. С. Маркова и др. (1967), через залив Терпения переходит в Сусунайскую депрессию Южного Сахалина, образуя единый грабенообразный прогиб.

Геоструктуры (см. рис. 3,б) развивались в палеозойские, верхнемеловые и кайнозойские этапы (Пуцаровский, 1964).

Палеозойские и мезозойские (доверхнемеловые) породы слагают нижний структурный ярус, который в процессе герцинской и более поздней складчатости был смят в крутые, часто изоклинальные складки, осложненные разрывами.

Средний структурный ярус сложен менее дислоцированными породами верхнего мела.

Верхний структурный ярус образуют палеогеновые и неогеновые отложения, на западе он наследует общие черты строения среднего яруса, на востоке и севере представляет наложенные структуры.

В формировании современного плана Сахалина существенную роль играли разрывные дислокации, осложняющие основные геоструктурные формы. Наиболее крупные разломы окаймляют с востока Западно-Сахалинский синклинорий и массив Восточно-Сахалинских гор.

Магматическая деятельность на Сахалине проявлялась слабо. Среди интрузивных формаций выделяется: перидотитовая, габбро-перидотитовая, гранитоидная и субщелочная. Предположительный возраст первой — верхнепалеозойский, второй — верхнемеловой—палеогеновый, третьей — нижнемеловый и четвертой — палеоценовый. Породы перидотитовой, габбро-перидотитовой и гранитоидной формаций развиты преимущественно на территории Восточно-Сахалинских гор, а породы субщелочной формации — главным образом в западной части Западно-Сахалинского синклинория и на западном побережье п-ова Шмидта. Эффузивная деятельность проявлялась в породах всех трех ярусов.

В пределах Южного Сахалина расположены Западно-Сахалинский антиклинорий, Сусунайская и Муравьевская депрессии, Сусунайское поднятие и Тонино-Анивский горный массив.

Западно-Сахалинский антиклинорий построен отложениями верхнего мела, палеогена и неогена. В разрезе верхнего мела преобладают морские отложения (алевролиты, аргиллиты, песчаники, редкие прослой конгломератов и другие породы) общей мощностью 7—8 км (Марков и др., 1967). На верхнемеловых отложениях несогласно залегают палеогеновые отложения, общая мощность которых в Углегорском районе составляет 3,5—4 км, а в Томари-Холмском — около 3 км. В южной части Западно-Сахалинского антиклинория широко распространены неогеновые отложения (вулканогенно-осадочные толщи, сложенные переслаивающимися песчаниками, алевролитами, туффитами, которым местами подчинены покровы базальтов, андезитов, андезито-базальтов и агломератов). Максимальная мощность неогеновых отложений колеблется от 3—4 (на полуострове Крильон) до 6—7 км (в районе Углегорска).

Сусунайская депрессия с севера и юга ограничена заливами Терпения и Анива. Фундамент депрессии сложен предположительно палеозой-мезозойскими отложениями, которые вдоль восточного борта установлены геофизическими методами, а на юге Тымь-Поронайской депрессии подтверждаются данными бурения. В основании разреза кайнозойских отложений залегают нижнемиоценовые образования, которые выходят местами на поверхность вдоль западных бортов Сусунайской и Тымь-Поронайской депрессий. Нижнемиоценовые образования представлены прибрежно-морскими мелководными осадками, сложенными песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов и другими породами. Мощность их колеблется в довольно широких пределах — от 1,1 до 2,6 км. Разрез неогена заканчивается алевролитопесчаными отложениями, имеющими наибольшее площадное распространение. Мощность их оценивается в 2—2,9 км.

Интрузивные породы имеют ограниченное распространение в северной части Сусунайской депрессии, где представлены дайками и небольшими штоками дацитов.

Сусунайское поднятие имеет складчато-блоковое строение. В его пределах развиты нижне-среднепалеозойские отложения, представленные метаморфическими сланцами, общая мощность которых 2,7—3,5 км.

В пределах Тонино-Анивского полуострова наиболее широко распространены верхнепалеозойские отложения (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, эффузивы и туфы преимущественно основного состава). В нижней части разреза преобладают вулканические породы, в средней — преимущественно алевролиты с прослоями глинистых сланцев, песчаников и туфогенных пород, в верхней — песчаники и в меньшей степени глинистые сланцы. Мощность отложений порядка 2,5 км. Отложения собраны в крутые складки северо-восточного и реже меридионального простирания, осложненные многочисленными продольными разрывными нарушениями.

На севере Тонино-Анивского полуострова встречаются верхнемеловые отложения, представленные в нижней части аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников (0,5—1,5 км); выше по разрезу — песчаниками и туффитами (0,2—0,3 км).

Из кайнозойских отложений широко распространены неогеновые и в меньшей степени четвертичные породы. Палеоген в разрезе отсутствует. Неогеновый разрез представлен нижне-среднемиоценовыми отложениями мощностью 1,4—1,9 км. Среднемиоценовые отложения имеют мощность около 0,1 км.

В Муравьевской депрессии наиболее широко развиты четвертичные морские, озерные и аллювиальные отложения общей мощностью 3—6 м.

Х о к к а й д о — самый северный остров Японского архипелага. По геоструктурным признакам он подразделяется (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961; Геологическое развитие..., 1968; Тектоника Евразии, 1966; и др.) на следующие зоны: западную, восточную и срединную. В рассматриваемый нами регион входят первая и частично вторая зоны.

Западная зона депрессий протягивается по юго-западному и западному побережьям острова и включает мезокайнозойскую геосинклиналь Исикари (см. рис. 2), продолжающуюся на Сахалин. В ней широко распространены палеоген, несогласно залегающий на верхнемеловых отложениях двумя толщами (см. рис. 3, в). Нижняя толща (серия Исикари) представлена главным образом пресноводными отложениями общей мощностью 900—3000 м. Верхняя толща (серия Поронай) состоит из морских отложений, мощность которых достигает 700—1000 м. Неоген имеет большую мощность (до 5000—7900 м) и содержит пирокластический материал (зеленые туфы). Характерны дислокации четвертичных отложений.

Средняя зона возвышенностей, протягивающаяся меридионально между южной и северной оконечностями острова, соответствует антиклинорию Хоккайдо, который сложен палеозойскими и мезозойскими отложениями и интродуцированными основными породами. По существу, это непрерывный хребет с коленообразным изгибом в средней, наиболее высокой, части, сложенный третичными и четвертичными эффузивами.

Южная часть хребта соответствует метаморфической зоне Хидака, сложенной глинистыми сланцами, песчаниками, в меньшей степени известняками. Главный период метаморфизма — мел. В восточной части наблюдается интенсивная гранитизация, в западной выступает интрузия серпентинитов.

Восточная зона охватывает низменность бассейна р. Токати на южном побережье острова и невысокое (200—1000 м) вулканическое плато, прилегающее к горам Токати. Низменность Юго-Восточного Хоккайдо сложена четвертичными отложениями. На юге она приподнята и обнаруживает в основании дислоцированные меловые и нижнетретичные отложения, которые прослеживаются до п-ова Немуро.

Южно-Курильская зона входит в систему Восточно-Азиатских островных дуг, характеризующихся процессами преобразования, по мнению В. В. Белоусова и Е. М. Рудича (1960), А. В. Горячева (1966) и других исследователей, континентальной коры в океаническую, а по мнению Н. П. Васильковского (1962) и некоторых других ученых, наоборот, — океанической коры в континентальную.

В ней выделяются две гряды — Большая и Малая, разделенные подводным желобом. В северо-восточном направлении Малая Курильская гряда прослеживается возвышенностями подводного хребта Витязя, смыкающегося в районе Северных Курильских островов с поднятием Большой Курильской гряды. По обе стороны поднятия, окаймляя его, протягиваются глубоководные Курило-Камчатский желоб (10 382 м) и Курильская котловина (до 3400 м).

В состав Большой Курильской гряды входят более 30 островов, простирающихся на 1200 км от Камчатки до о. Хоккайдо. Для Курильских островов в целом характерно фрагментарное строение земной коры; линейная вытянутость основных тектонических элементов (см. рис. 2), сильно расчлененный рельеф дневной поверхности и дна моря, значительная фациальная изменчивость и большая мощность четвертичных осадков; широкое развитие современного вулканизма; исключительно высокая сейсмичность и активные современные подвижки. Эти особенности характеризуют Курилы, как современную геосинклинальную область, унаследованную от геосинклиналей предыдущих эпох.

Геология Курильских островов достаточно хорошо освещена работами К. Ф. Сергеева (1963, 1966 и др.), А. В. Горячева (1966 и др.) и дру-

гих исследователей (Беляевский, Петрушевский, 1968; Вергунов, 1964; Геологическое строение..., 1966; Геология зоны..., 1968; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Петрушевский, 1964). Подводный рельеф и связанные с ним вопросы тектоники охарактеризованы Г. Б. Удинцевым (1963 и др.). Геофизические данные о строении коры Курильских островов и соседних областей Охотского моря и Тихого океана приводятся во многих работах (Вейцман, 1965; Косминская и др., 1962; Федотов и др., 1969; Ващилов и др., 1968; Ривош, 1964; Соловьев, Гайнанов, 1963; и др.).

Доступное геологическому изучению геоантиклинальное поднятие Курильских островов представляет собой крупное складчатогорстовое сооружение, видимо, ограниченное со стороны Охотского моря и Тихого океана глубинными разломами. Главными тектоническими элементами этого сооружения являются Внешний (Мало-Курильский), Охотский (Продольный), Внутренний (Больше-Курильский) горст-антиклинории.

В ядре Мало-Курильского горста обнаружены наиболее древние из известных в районе вулканогенные отложения нижнего мела, на крыльях — эффузивно-осадочный комплекс верхнего мела и палеогена.

Охотский (Продольный) горст-антиклинорий лучше всего обнажен на южном и северном флангах Большой Курильской дуги. Наиболее древние породы, относящиеся к палеогену — нижнему миоцену, обнажены вдоль западных побережий крупных островов. Они и слагают ядро антиклинория, который морфологически хорошо выражен на юге о. Кунашир хребтом Докучаева. Крылья антиклинория сложены плиоценовыми, вулканогенными и, в меньшей степени, вулканогенно-осадочными образованиями. Кислые интрузии развиты на юге, основные — на севере.

Характерная особенность Охотского антиклинория — незначительная в его пределах современная вулканическая деятельность.

Больше-Курильский (Тихоокеанский) горст-антиклинорий прослеживается почти на всех островах Большой Курильской дуги и имеет отчетливо выдержанное северо-восточное простирание. С востока он отделен желобом от Мало-Курильского антиклинория, на западе контактирует по структурному шву с Охотским антиклинорием. Контакт почти на всей протяженности фиксируется выходом раннечетвертичных субаэральных эффузивов.

В ядре антиклинория обнажены главным образом метаморфизованные средне-верхнемиоценовые эффузивно-осадочные образования; крылья сложены плиоценовыми, в основном пирокластическими отложениями.

К нижнему структурному этажу отнесен комплекс эффузивно-осадочных пород Малой Курильской дуги. Наиболее древними из них являются туфоконгломераты, туфобрекчии, лавобрекчии и шаровые лавы базальтоидов (см. рис. 3,2). На юго-восточном побережье о. Шикотан в составе этой свиты выделяются две толщи: нижняя, преимущественно эффузивная, и верхняя, вулканогенно-обломочная. Общая мощность свиты не менее 1500 м.

Средний структурный этаж включает комплекс эффузивно-осадочных пород, обнаруживающихся вдоль восточной окраины Малой дуги и на Охотском побережье Большой дуги. В возрастном отношении нижняя часть его принадлежит палеогену, а верхняя — нижнему миоцену. Мощность отложений на юге дуги 1700 м. Вулканические породы представлены субаэральными образованиями — от базальтов до липаритов.

Среди осадочных пород основную роль играют алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, кремнистые породы, конгломераты и гравелиты. Низы разреза сложены грубообломочным, верхи — тонкообломочным материалом.

Возрастной диапазон внедрения интрузивов определяется средним и низами верхнего миоцена. Большинство интрузивных тел имеет сход-

ное строение. Поэтому рассмотрим Докучаевский интрузивный массив, который прерывает отложения кунаширской свиты, представленной вулканическими песчаниками, туффитами, брекчиями, туфами и лавами кислого состава.

Интрузив сложен кварцевыми диоритами, плагиогранитами и порфировидными гранитами, причем последние приурочены к его центральной части. Контакты между кварцевыми диоритами, плагиогранитами и порфировыми гранитами резкие. На контактах отмечается повышенное содержание темноцветных минералов, преимущественно роговой обманки. Формирование массива протекало, по-видимому, в две фазы, в первую из которых внедрились кварцевые диориты, а во вторую — плагиограниты.

К верхнему структурному этажу отнесен комплекс эффузивно-осадочных пород, обнажающихся вдоль Тихоокеанского побережья Большой дуги. Нижняя часть отложений принадлежит образованиям среднего и верхнего миоцена, между которыми наблюдаются небольшие прослойки конгломерата. Выше лежащий комплекс относится к несложно дислоцированным породам плиоцена, несогласно залегающим на миоценовых образованиях. Общая мощность разреза этажа 4—4,5 км.

При рассмотрении профиля сейсмогеологических колонок (см. рис. 3), составленных по наземным участкам Южно-Охотского сектора, обращает на себя внимание своеобразный характер слоистости разновозрастных толщ, представленных в глубинных разрезах земной коры, а также определенная корреляционная связь между скоростными параметрами, составом и возрастом слагающих эти толщи пород, что впоследствии ляжет в основу стратификации сейсмических разрезов.

1600  
Кроме того, учитывая сейсмогеологические данные относительно подробно изученного разреза Южного Сахалина, можно установить, что наибольшим разбросом скоростей (в пределах 1,6—3,9 км/с) характеризуются осадочные породы, относящиеся к кайнозойской системе. У пород мезопалеозойского возраста скорости от 4,5 до 5,2 км/с, допалеозойского — более 5,2 км/с. Лучшие сейсмогеологические условия для образования головных и отраженных волн имеют разделяющие третичные и меловые отложения горизонты, где наблюдается скачок скоростей порядка 0,6—1,0 км/с и более.

## § 2. МОРФОЛОГИЯ МОРСКОГО ДНА

**Японское море** (Удинцев, 1963; Удинцев и др., 1963), отделенное островами Хоккайдо и Хонсю от Тихого океана, принадлежит к числу окраинных морей Азиатского материка (рис. 4).

По характерным особенностям рельефа дна Японского моря подразделяется на три области: Северную, Центральную и Южную.

Северная область (севернее широты 44°) представляет собой сужающийся к северу желоб, ограниченный с запада Сихотэ-Алицем, а с востока Западным Сахалином и Хоккайдо. По направлению с севера на юг дно желоба образует три ступени. Южная ступень уступом обрывается к центральной котловине Японского моря.

Центральная и Южная области расположены за пределами Южно-Охотского сектора и в данной работе не рассматриваются.

**Татарский пролив** служит естественным продолжением на север акватории Японского моря. Площадь пролива составляет около 97 500 км<sup>2</sup> (Атлас Сахалинской области, 1967). Глубины плавно увеличиваются от мелководья северной части пролива и прибрежных зон к осевой его части (см. рис. 4). По данным Ю. М. Пуцаровского (1964), П. Н. Кривошанина и К. А. Шахварстовой (1965), Татарский пролив представляет собой окомуренным с запада структурой типа флексуры или сброса с вос-



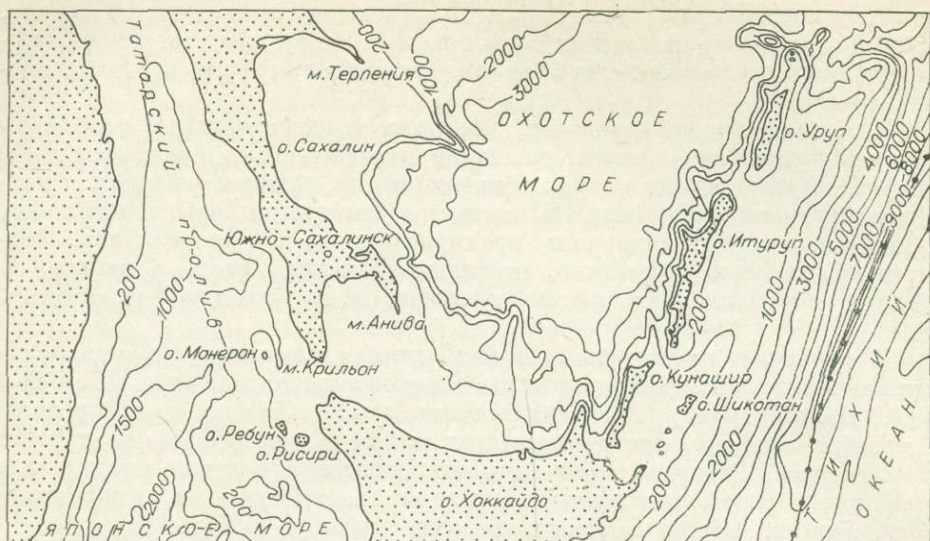


Рис. 4. Схема рельефа дна по данным батиметрии.

тока, по представлениям С. Д. Гальцева-Безюка и П. М. Сычева (1963), — зоной региональных разломов, возникших не позднее верхнемелового времени. В центральной части грабена выделяется сейсмогенная зона, связанная, вероятно, с продольными разломами осевой части Татарского пролива. По этим разломам предполагается сочленение кайнозойских и мезозойских структур.

Охотское море обладает наиболее четко выраженными особенностями краевых котловин (см. рис. 4). Прибрежная отмель развита здесь на глубинах порядка 100—500 м. Далее она сменяется материковым склоном, который на глубине 3000 м переходит в уплощенное дно с максимальной в юго-западной части глубиной, по данным А. В. Горячева (1966) и М. С. Маркова и др. (1967), равной 3370 м.

Южная часть Охотского моря, по описанию Г. Б. Удинцева (1963), представлена в основном Курильской котловиной, околнуренной изобатой 3000 м. На север от котловины расположена подводная возвышенность Академии наук СССР (глубина 960 м), к востоку — подводный хребт Большой Курильской гряды.

Значительное усложнение в рельеф дна Охотского моря вносят подводные отроги горных сооружений суши. Например, продолжение мыса Терпения (о. Сахалин) прослеживается до глубины 3000 м. Чрезвычайное разнообразие малых форм подводного рельефа наблюдается на участках прибрежного мелководья — подводные валы на склонах цоколя о. Сахалина, расположенные на глубинах от 200 до 500 м; подводные долины, развитые по периферии платообразных возвышенностей; вулканические сооружения; тектонические уступы; заполненные морские береговые террасы. Некоторые из них реликтовые.

Многие особенности подводного рельефа Курильской островной дуги еще недостаточно изучены. Выяснено лишь, что склоны гряды круто ниспадают к обрамляющим ее глубоководным впадинам и к разделяющему Большую и Малую гряду продольному желобу. Они осложнены крутыми уступами, переходящими в слабо наклоненные или горизонтальные террасы. Глубокие каньоны, расположенные под водами проливов Бусоль и Крузенштерна поперечно к основному простиранию Курильской дуги, делят последнюю на три звена: южное, центральное и северное. Размах рельефа в районе каньонов достигает 2500—5000 м.

В формировании рельефа подводных склонов островной гряды и впадины большую роль играли тектонические процессы геологического прошлого и вулканизм. На дне моря сохранились реликты субаэрального рельефа и абразионные формы, возникновение которых возможно лишь в прибрежных условиях (Мурдмаа, 1968; Рудич, 1962).

Расположенный к юго-востоку от Курильской островной дуги глубоководный желоб представляет собой узкое понижение океанического дна с характерным V-образным асимметричным поперечным профилем (см. рис. 4). Северо-западный склон желоба имеет высоту 10 км, а юго-восточный — 2—5 км. Крутизна склонов в среднем составляет 7°. Склоны желоба на всем протяжении осложнены продольными уступами к террасам. Крутизна уступов достигает иногда 45°. В районе южного звена Курильской дуги три подобных уступа прослежены на расстоянии до 600 км.

### § 3. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Обзор геофизических данных по рассматриваемой зоне составлен в основном по работам Ю. А. Ващилова, А. Г. Гайнанова, П. А. Строева (1968, 1969); А. Г. Гайнанова, О. Н. Соловьева (1963); Геологическое развитие Японских островов (1968); Е. В. Кочергина, М. Л. Красного, П. М. Сычева, И. К. Туезова (1970); О. Н. Соловьева (1964); П. М. Сычева (1969); Э. Э. Фотиади (1965); А. И. Фролова (1965), а также зарубежных исследователей (Crust and Upper Mantle..., 1968; Den et al., 1969; Geophysical and Geological data..., 1967; Gravity Survey in Japan, 1964, 1965, 1966; Harada, 1964; Isacks et al., 1968; Yasui et al., 1968; и др.).

Гравитационное поле Южно-Охотского сектора характеризуется в основном положительными аномалиями в редукции Буге ( $\Delta g$ ). Общей чертой поля является увеличение его интенсивности по мере перехода от Азиатского континента к Тихому океану (рис. 5). Значения аномалий меняются от слабых отрицательных либо положительных в материковой части зоны до интенсивных положительных (400—450 мгл) в северо-западной части Тихого океана.

На фоне увеличения аномалий  $\Delta g$  от континента к океану выделяются крупные по размерам и интенсивности аномалии, характеризующие те или иные тектонические регионы.

Обычно аномальное гравитационное поле в общих чертах определяется мощностью земной коры. Относительные минимумы поля силы тяжести оказываются приуроченными к складчатым областям, характеризующимся мощной корой континентального типа, а относительные максимумы связаны с геосинклинальными морскими котловинами, имеющими тонкую субокеаническую кору.

В ряде случаев аномалии силы тяжести не могут быть полностью объяснены изменением мощности и состава земной коры, и тогда для их объяснения привлекается допущение плотностных неоднородностей верхней мантии (Вашилов и др., 1968; Гайнанов, Соловьев, 1963; Павлов и др., 1972; Сычев, 1969; Туезов и др., 1967).

В Приморье положительные геологические структуры отмечаются, как правило, отрицательными аномалиями Буге, связанными, по-видимому, с интрузиями гранитоидов.

В пределах Сахалина выделяются Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская зоны максимумов и разделяющая их Центрально-Сахалинская зона относительно пониженных значений поля силы тяжести. Локальные аномалии гравитационного поля могут быть отнесены к приповерхностным структурам. Так, распределение аномалий на Южном Сахалине в основном связывается с глубиной залегания палеозойских и более древних пород, которые в местах гравитационных максимумов залегают на

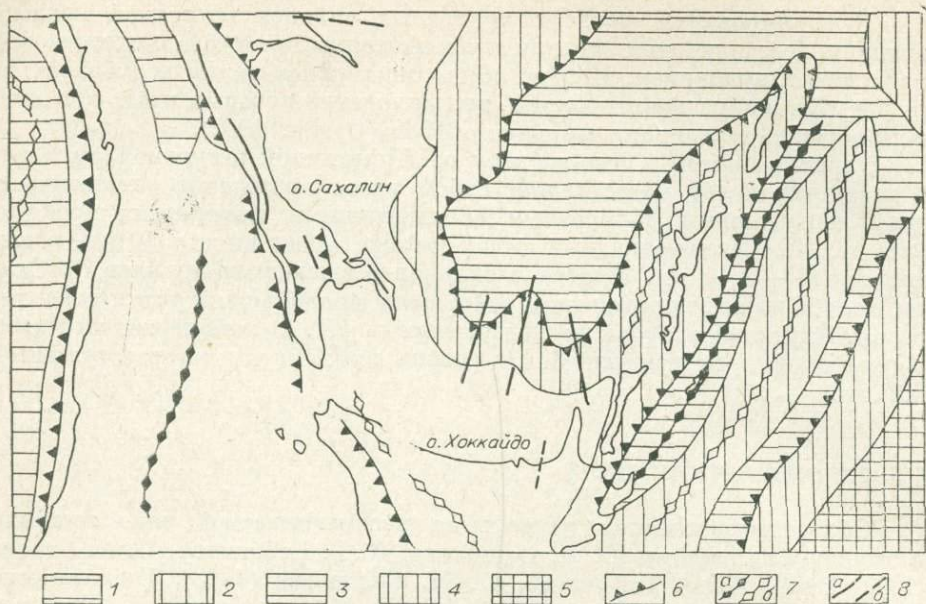


Рис. 5. Схема районирования Южно-Охотского сектора по элементам аномального гравитационного поля в редукции Буге (по материалам Ю. А. Павлова, П. А. Стресса и др.).

1 — отрицательные значения аномалий; 2—5 — положительные значения  $\Delta g$ : 2 — слабые, 3 — повышенные, 4 — высокие, 5 — интенсивные; 6 — гравитационные ступени (зоны повышенных градиентов); 7 — оси аномалий первого порядка: а) — положительных, б) — отрицательных; 8 — оси аномалий второго порядка: а) — положительных, б) — отрицательных.

небольшой глубине или выходят на поверхность. Зоны относительных минимумов связаны здесь с накоплением третичных и меловых отложений. Наличие цепи гравитационных максимумов на юго-западе Сахалина объясняется присутствием крупного валообразного погребенного поднятия домеловых пород.

Резко меняется гравитационное поле в пределах островных дуг и глубоководных желобов (см. рис. 5). Зоны повышенных градиентов (более 4—5 мгл/км) — гравитационные ступени — ограничивают основные структурные элементы. В пределах суши ступени приурочены к разломам в земной коре (Павлов и др., 1972; Сычев, 1969). Наиболее крупные и протяженные разломы сопряжены с глубоководным желобом и окраиной впадины Охотского моря.

Особенность распределения локальных аномалий в южной части моря — их приуроченность к окраине глубоководной Курильской котловины и простираение, перпендикулярное ее контуру. Эти аномалии, вероятно, связаны с мелкими структурными формами, затухающими в пределах самой впадины и по глубинности не выходящими за пределы земной коры.

Магнитное поле рассматриваемого региона описано по карте геомагнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, составленной в СахКНИИ ДВНЦ АН СССР с учетом современных данных советских и японских геофизиков (Кочергин и др., 1970), а также по работам О. Н. Соловьева и А. Г. Гайнанова (1963), Л. А. Ривоша (1964), Л. М. Сычева (1966), И. К. Туезова и др. (1967) и других.

Аномальное магнитное поле региона неоднородно (рис. 6). Наряду с участками слабо возмущенного поля выделяются зоны довольно интенсивных магнитных аномалий, прослеживаемых на сотни километров.

Аномалии, связанные с распределением магнитоактивных тел, в общих чертах выражают положения разломов в земной коре и, таким образом, несут ценную информацию о закономерностях распределения как

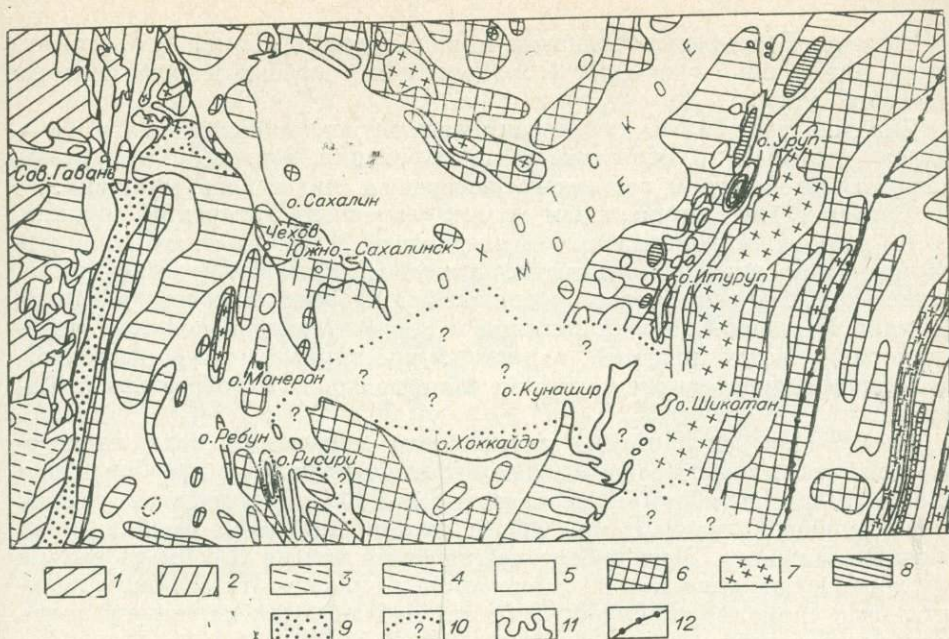


Рис. 6. Схема аномального магнитного поля (по материалам М. Л. Красного, В. О. Соловьева, Е. В. Кочергина).

1—3 — дифференцированное поле  $\Delta T$  (или  $\Delta Z$ ) со значениями в эрстедах: 1 — близкими к нулю, 2 — преимущественно положительными в пределах от  $-2$  до  $+5$  и выше, 3 — от  $-3$  до  $+1$ ; 4—8 — аномальное поле  $\Delta T$  (или  $\Delta Z$ ) со значениями (в эрстедах): 4 — от  $-3$  до  $-1$ , 5 — от  $-1$  до  $+1$ , 6 — от  $+1$  до  $+3$ , 7 —  $>3$ , 8 —  $<-3$ ; 9 — зона интенсивных знаочередующихся аномалий; 10 — участки отсутствия данных; 11 — береговая линия; 12 — ось глубоководного желоба.

крупных тектонических структур, так и (в зависимости от детальности съемок) структур более высокого порядка.

Простирания основных магнитных аномалий в регионе распределены следующим образом: на побережье материка, в районе Татарского пролива и в северной части Японского моря преимущественно северо-восточное; на Южном Сахалине меридиональное; на Северном Хоккайдо и в районе Курильских островов направления аномалий выражены нечетко (мозаичное строение).

Количественные расчеты глубин залегания верхних и нижних кромок магнитовозмущающих тел привели И. К. Туезова и других авторов (1967) к выводу, что к районам с континентальной корой приурочены тела, полностью располагающиеся в земной коре, к районам с промежуточным типом коры — «смешанные», т. е. тела, верхняя кромка которых располагается в земной коре, а нижняя — в мантии; для океанической коры в основном характерен подкоровый тип магнитовозмущающих тел.

Сихотэ-Алиньское горное сооружение в осевой, наиболее высокой части характеризуется зоной магнитных минимумов, обрамленных с запада и востока региональными магнитными максимумами, приуроченными к структурным швам, вдоль которых сосредоточены интрузии основных пород. Осевая зона минимумов связана с интрузиями гранитоидов. Структурный шов, разделяющий складчатые системы Сихотэ-Алиня и Сахалина, в магнитном отношении служит границей между положительным и слабоотрицательным спокойными полями.

Сахалин, как крупный структурный элемент, характеризуется спокойным слабоотрицательным полем, выступающим на фоне довольно интенсивных положительных аномалий, установленных вдоль западного и восточного побережий острова.

Система Восточно-Сахалинских положительных аномалий прослеживается далеко на юг в область максимальных глубин южной впадины Охотского моря.

Западная зона сильно дифференцированных аномалий шириной в 100 — 200 км совпадает с областью распространения основных эффузивов, наблюдающихся вдоль восточного побережья Азиатского материка.

Относительно пониженным полем выражен Татарский пролив.

По данным гидромагнитных исследований М. Л. Красного, аномальное поле Татарского пролива представляется магнитной депрессией интенсивностью до 250 гамм, четко выделяющейся на фоне знакопеременных аномалий Восточно-Сихотэ-Алинской и Рисири-Монеронской зон. Изменения поля носят плавный характер, простирание северо-восточное. На востоке отрицательное магнитное поле подходит к побережью о. Сахалин.

Рисири-Монеронская зона аномального магнитного поля характеризуется чрезвычайно сложным знакопеременным полем с преобладанием положительных аномалий интенсивностью до 700 гамм и весьма высокими горизонтальными градиентами. Общее простирание зоны приближается к меридиональному. Зона протягивается более чем на 600 км от района г. Чехова на Сахалине до п-ова Сякотян на Хоккайдо. Интенсивные положительные аномалии шириной до 50 км наблюдаются на широте п-ова Крильон и пролива Лаперуза.

Гидромагнитными исследованиями в районе южной группы Курильских островов (Кочергин и др., 1970) отмечено резкое различие морфологии поля Большой Курильской гряды и прилегающих акваторий.

Магнитное поле в пределах Большой Курильской гряды характеризуется сильной дифференцированностью, его аномалии — большими градиентами (более 500 гамм/км) и перепадами в интенсивности до 1000 гамм и более. Поперечные размеры положительных аномалий не превышают 15 км, а их средняя величина составляет примерно 8 км.

В региональном плане аномальное поле южной части Большой Курильской гряды характеризуется зоной относительного минимума, осложненного интенсивными положительными аномалиями пожевидной формы. О. Н. Соловьевым (1961) последние связываются с проявлениями эффузивного магматизма, обусловленного дроблением земной коры по системе продольных и поперечных разломов или, по мнению А. Г. Гайнанова и других, источниками приповерхностного залегания — интрузиями основных и ультраосновных пород, расположенных под конусами Курильских островов. Е. В. Кочергин находит объяснение локальным аномалиям не в лавовых потоках, а в очагах лавовых излияний, имеющих значительные мощности и вертикальные параметры.

К востоку от Курильской островной дуги наблюдается ряд положительных региональных аномалий, совпадающих в плане со склонами Курило-Камчатского глубоководного желоба и хребтом Витязя. По мнению О. Н. Соловьева, такие аномалии можно отождествить с системой глубоких разломов, вдоль которых происходили (и, возможно, продолжают) крупные блоковые вертикальные перемещения земной коры, послужившие одной из причин возникновения Курильской островной дуги и обрамляющих ее глубинных впадин.

Большая часть площади Тихого океана, на которой проведены магнитные измерения, характеризуется спокойным полем, близким к нулю, местами нарушенным довольно интенсивными положительными аномалиями, имеющими квазилинейное простирание.

Ось Курило-Камчатской глубоководной впадины выражена в магнитном поле нечетко и проходит в зоне слабоотрицательного поля.

На редкость спокойный характер магнитного поля центральной части Охотского моря может служить подтверждением предположению о платформенном строении этого региона, а его обрамление линейными

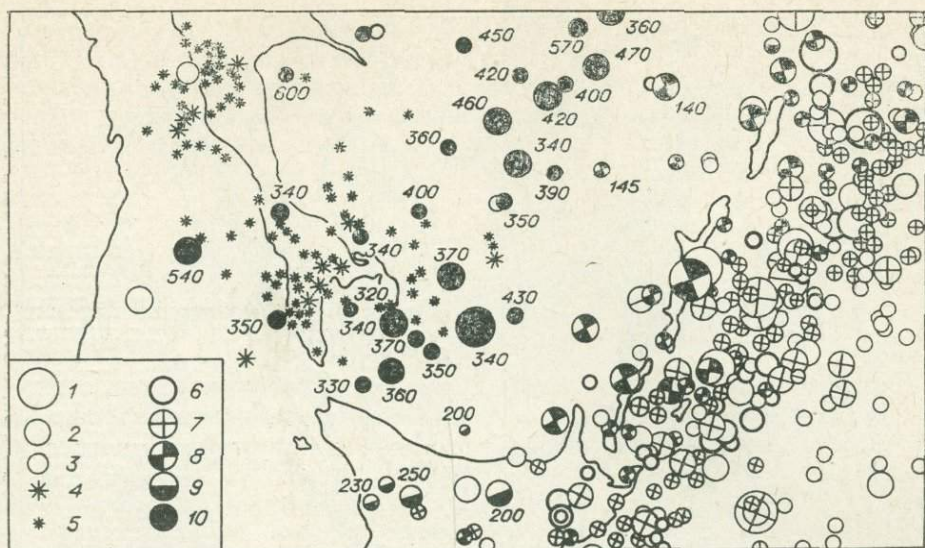


Рис. 7. Схема сейсмичности Южно-Охотского сектора (по материалам Р. З. Тараканова).

1—5 — магнитуда землетрясения: 1— $M > 7 \frac{1}{2}$ , 2— $M = 7 \frac{1}{4}$ — $6 \frac{1}{2}$  (глубина очага неизвестна), 3— $M = 6 \frac{1}{4}$ — $5 \frac{1}{4}$ , 4— $M = 5$ — $4 \frac{1}{4}$ , 5— $M = 4$ —3; 6—10 — глубина очага: 6 — очаг в земной коре, 7 — 31—90 км, 8 — 91—160 км, 9 — 161—300 км, 10 —  $> 300$  км. ■

зонами магнитных аномалий — связывать с краевыми прогибами окаймляющих горных складчатых сооружений (Гайнанов, Соловьев, 1963; Соловьев, Гайнанов, 1963).

Сейсмичность в пределах Южно-Охотского сектора распределена с ярко выраженной неравномерностью (рис. 7).

Сахалин с прилегающим к нему шельфом характеризуется сравнительно умеренной сейсмичностью (Атлас землетрясений в СССР, 1962). По данным С. Л. Соловьева и Л. С. Оскорбина (1969), известное максимальное значение магнитуды сахалинских землетрясений равнялось  $6 \frac{1}{2}$  —  $6 \frac{1}{4}$  (Лесогорское землетрясение 1924 г.), а максимальная интенсивность на дневной поверхности — 7—8 баллов по двенадцатибалльной шкале.

Южная группа Курильских островов со смежными участками Охотского моря и Тихого океана принадлежит к самой сейсмоактивной в Советском Союзе Курило-Камчатской зоне. На южном фланге зоны наблюдаются землетрясения от самых слабых до катастрофических, происходящих в большом диапазоне глубин — от поверхности до 630 км. При этом отмечается закономерное увеличение глубин в направлении с востока на запад. Сейсмическая же активность в целом снижается с юго-запада на северо-восток.

К зоне максимальной десятибалльной сейсмичности относится Малая Курильская гряда. Зона 9-балльной сейсмичности охватывает острова Большой Курильской гряды и Центрально-Курильский прогиб, разделяющий Большую и Малую островные дуги.

Землетрясения юго-восточных областей Охотского моря создают огромную фокальную зону, наклоненную под центральные районы моря (Атлас землетрясений в СССР, 1962; Соловьев, Оскорбин, 1969; Федотов и др., 1969). Фокальная зона представляет зону глубинных разломов, связанных, по-видимому, с распределением напряжений и крупных неоднородностей в строении оболочки Земли.

**Тепловой поток.** В последние годы советскими и японскими геофизиками в Японском и Охотском морях (Тихомиров и др., 1970; Crust and Upper..., 1968; Yasui et al, 1968) проведены геотермические измерения,

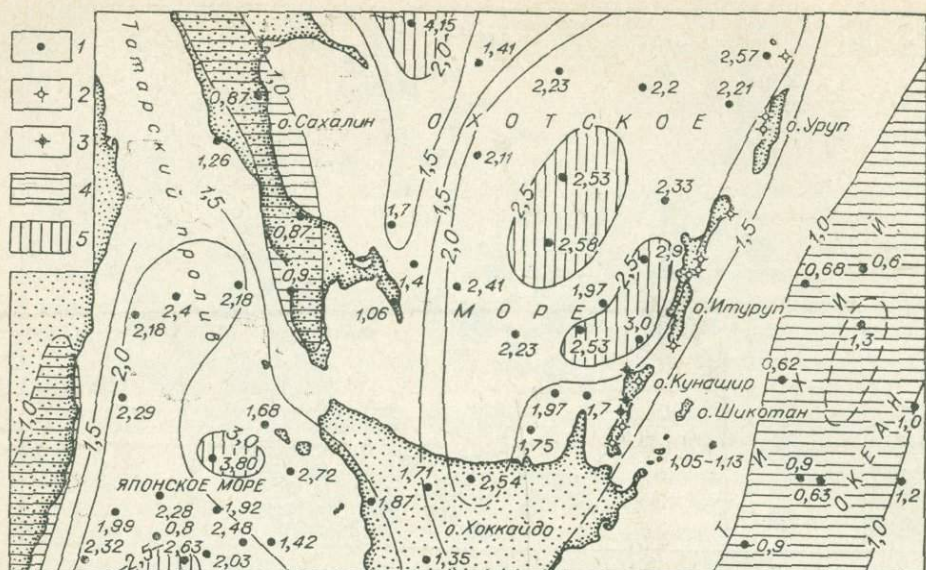


Рис. 8. Схема распределения теплового потока (по материалам СахКНИИ и японских исследователей) и вулканизма.

1 — станции измерений теплового потока; 2—3 — вулканы: 2 — действующие, 3 — потухшие; 4—5 — области значений теплового потока: 4 — низких, 5 — очень высоких.

на основе которых составлена схема распределения теплового потока в рассматриваемом регионе (рис. 8).

В целом по региону наблюдаются повышенные значения теплового потока. Средние значения его в пределах Южно-Охотского сектора равны  $2,17 \pm 0,40$  мккал/см<sup>2</sup>с.

Анализ приведенных геологических, морфологических и геофизических данных позволяет предположить, что отдельные участки переходной зоны в пределах исследуемого региона прошли сложный путь геологического развития, характерные особенности которого — значительная тектоническая подвижность, проявления вулканизма и сейсмичности, сохранившиеся в районе южной группы Курильских островов до настоящего времени. Изучение этих особенностей в совокупности с данными о пространственном распределении в Южно-Охотском секторе аномальных геофизических полей и структурно-скоростных характеристик земной коры, несомненно, способствует пониманию процессов, происходивших в земной оболочке в далекие геологические эпохи, а также позволяет судить об их направленности в будущем.

Кроме того, систематизированные геолого-геофизические данные имеют существенное значение для правильного проектирования систем наблюдений в зонах со сложным глубинным строением земной коры и для правильной интерпретации получаемых сейсмических материалов.

В то же время особенности морфологии морского дна, его поверхностной геологии и геофизических полей в совокупности с данными ГСЗ дают возможность в пределах Южно-Охотского сектора наметить ряд в какой-то степени обособленных провинций: Татарский пролив, о. Сахалин с его южным и восточным шельфом, Курильская котловина, южная группа Курильских островов с их шельфом и склонами, глубоководный Курило-Камчатский желоб, океаническое плато. Таким образом, представляется целесообразным при рассмотрении совокупности материалов, выполненных сейсмическими методами разной разрешающей способности (МОВ и ГСЗ), сосредоточить внимание на получении по возможности наиболее

достоверных данных о глубинном строении как самих упомянутых провинций, так и зон их сочленения.

Точные и детальные данные о структуре и скоростных характеристиках этих провинций представят несомненный интерес для решения многих геолого-геофизических научных и прикладных задач.

## Глава II

### О МЕТОДИКЕ МОРСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Предложенный в конце сороковых годов Г. А. Гамбурцевым и развитый в последующие годы его последователями метод ГСЗ нашел широкое применение при изучении глубинного строения земной коры территории СССР. Базируясь на успехах сейсморазведки, метод ГСЗ в настоящее время использует практически все ее достижения как при выборе систем наблюдений и их техническом обеспечении, так и при камеральной обработке полученной информации (Вопросы методики..., 1965; Гамбурцев и др., 1952; Гамбурцев, 1959; Косминская, 1968; Крылов, 1968; Методика сейсморазведки, 1965).

Многообразие систем наблюдений ГСЗ может быть объединено в ряд групп, различающихся по объекту исследований (наземные, морские, наземно-морские), по детальности (непрерывное и кусочно-непрерывное профилирование, продольные точечные зондирования с обращенными годографами, точечные зондирования и др.), по типам применяемых волн (преломленные, отраженные, обменные).

На суше в равнинных районах наиболее распространено непрерывное профилирование, использующее полные корреляционные системы встречных и нагоняющих годографов, позволяющие получить детальные сведения о строении как осадочной толщи, так и консолидированной земной коры. Кусочно-непрерывное профилирование применяется главным образом в горных районах и на пересеченной местности, что характерно для наземных участков переходной зоны (Сахалин, Приморье, Камчатка). Кусочно-непрерывное профилирование отличается от непрерывного только наличием пропусков в наблюдениях. Точечные зондирования используются преимущественно в труднодоступных сухопутных районах, где они могут выполняться как в виде продольного профилирования, так и в виде отдельных наблюдений, рассредоточенных по площади.

Особый вид профилирования — точечное продольное профилирование при морских работах по ГСЗ, когда наблюдения осуществляются неподвижными регистрирующими станциями, а взрывающий корабль движется с определенной скоростью вдоль профиля, производя взрывы через заданный интервал времени. В результате могут быть получены системы обращенных годографов любой плотности, обеспечивающие получение информации о строении земной коры на всю ее глубину. Ниже рассматриваются некоторые элементы методики морского ГСЗ, при помощи которого в Южно-Охотском секторе переходной зоны выполнен основной объем наблюдений.

#### § 1. ОБЕСПЕЧЕНИЕ РАБОТ НА МОРСКОМ ПРОФИЛЕ

##### Схема профилей и система наблюдений

В районах Сахалина и южной части Курильских островов была развита относительно густая сеть профилей ГСЗ (см. рис. 1).

Наземные профили (I, II, III) решали задачу изучения глубинного строения Южного Сахалина. Профили отработаны системой передвижных

взрывов, производимых в среднем через 5 км, с регистрацией шестью восьмиканальными позиционными установками, расположенными в 20—40 км друг от друга. Длина профиля составляла обычно 100—150 км. Такая система наблюдений, как показывает практика ГСЗ, позволяет получить сейсмические данные о мощности земной коры, о морфологии и скоростных характеристиках ее основных разделов до глубин порядка 30—35 км, которые предполагались на Южном Сахалине по результатам рекогносцировочных исследований в период МГГ (Строение земной коры..., 1964). При этом представляется возможным прослеживать отраженные и головные волны как от кровли консолидированной толщи и поверхности Мохо, так и (при благоприятных сейсмогеологических условиях) от некоторых других границ в разрезах осадочновулканогенного и кристаллического комплексов.

Некоторые группы присахалинских профилей планировались как для изучения глубинной структуры Южного Сахалина и его шельфа, так и для решения проблемы сочленения их с о. Хоккайдо (ПР-18-Ю, 20-Ю, 27-3 и Ц); для выявления особенностей внутрикоровых связей Сахалина через Татарский пролив с Азиатским материком (ПР-30-3, 29-3, 18); для установления характера перехода коры залива Терпения в кору Курильской котловины (ПР-20-Ц, 19-В, 27-В, 1-М, 6-М).

В районе Южных Курильских островов профили ГСЗ образуют две группы, различающиеся по густоте и детальности систем наблюдений: рекогносцировочные, выполненные в период МГГ (2-0, 3-0) и в 1963 г. (ПР-22, 23 и охотская часть ПР-21), которые осветили общие черты глубинного строения земной коры этого района; относительно детальные профили 1968 г. (Т-3, Т-4, Т-6), которые с юго-восточной частью ПР-21 позволили уточнить и детализировать структуру земной коры в районе Тихого океана, прилегающем к Южным Курильским островам.

К методическим достижениям морских сейсмических работ, выполненных в 1964—1968 гг. (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Суворов, Жильцов, 1972) в районах Сахалина и Южных Курильских островов, можно отнести следующее: основная часть профилей отрабатывалась по более детальным системам наблюдений (по сравнению с работами 1957—1958 гг. (Строение земной коры..., 1964), что достигалось сокращением расстояний между наблюдающими станциями и между взрывами, а также повторными прострелками отдельных участков профилей; для получения точной информации о пространственном распределении структурно-скоростных особенностей земной коры в сложных зонах профили ГСЗ располагались вкрест, вдоль и под углом к простиранию главных геоструктур (см. рис. 1 и 2); в прибрежных зонах широко внедрены комплексные наземно-морские системы наблюдений (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) (ПР-18, 19, 20 и др.), позволившие сочетать высокие производительность, стабильность и эффективность морских взрывов с преимуществами регистрации наземной многоканальной позиционной установкой и реализовать при этом высокую эффективную чувствительность аппаратуры при значительной дальности регистрации; на отдельных профилях (ПР-18-В и др.) работы по ГСЗ выполнены в комплексе с изучением осадков методом отраженных волн, что позволило одновременно получать сейсмические данные о глубинной и приповерхностной частях разреза земной коры.

### Работы на профиле

ГСЗ на морских профилях производились по методике передвижных взрывов при неподвижных регистрирующих станциях. Эта методика в основном сохранена при исследованиях по ГСЗ на Дальневосточных морях и в последние годы. Ниже отмечаются некоторые подробности проведения работ.

Отстрелка профилей проводилась обычно в несколько этапов, которые предусматривали бомбометание на участке между началом профиля и первым регистрирующим судном, либо между двумя наблюдающими судами. Взрывы осуществлялись по абсолютному времени заранее составленной программы. Такая принудительная система обуславливалась отсутствием радиосвязи с подводными станциями. Надводные пункты наблюдения следили за передвижным пунктом взрыва (ППВ), руководствуясь программой и наблюдая времена пробега звуковых волн. Подводную станцию поднимали, когда, по этим данным, до ППВ оставалось около 5 миль. Программа предусматривала остановку ППВ в конце этапа в точке, заданной для регистрирующего судна, которое во время перерыва в бомбометании подходило к ППВ, ликвидируя фактическую невязку координат.

Время перерыва использовалось для оперативной радиосвязи гидрологических станций и наблюдений МОВ в дрейфе. После перерыва подводные пункты наблюдения погружали, и следующий этап работ на профиле проводился аналогичным образом.

Принудительная система работ требует безотказной работы аппаратуры и четкой организации взрывов и приема сейсмических волн, поэтому началу систематической отстрелки профилей предшествуют опытные работы, в период которых отрабатываются взаимодействие станций, система подачи команд на производство взрывов и регистрации сейсмических волн.

Последовательность отработки профилей обычно намечается при планировании работ и выбирается таким образом, чтобы обеспечить минимальные нерабочие переходы судов. Однако в прибрежных районах и при отсутствии надежного радионавигационного обеспечения предпочтение отдается тем вариантам, при которых выходы судов, в назначенные точки и движение ППВ происходят от берега или из общего пункта сосредоточения судов. В этих случаях значительно повышается точность определения относительных координат регистрирующих станций и взрывов.

Техника работы ППВ определяется его основной задачей — производить взрывы в намеченных программой точках профиля в назначенное время и осуществлять запись точного момента этих взрывов. Кроме того, на ППВ проводятся наблюдения МОВ как при движении судна, так и в дрейфе. Методика наблюдений и обработки данных МОВ описана в литературе (Зверев, 1965; Зверев, Мерклин, 1966; и др.). На ППВ в дрейфе выполняются также гидрологические станции.

При работе большой группы судов ППВ является главным судном и на нем находится руководство экспедиции — начальник экспедиции, командир группы судов и главный гидрограф. Взрывы для ГСЗ осуществляет отряд квалифицированных специалистов. Выполнение программы взрывов, службу точного времени и регистрацию прямых и отраженных волн от взрывов контролирует оператор сейсмического отряда. Он же подает команду на сбрасывание заряда и назначает глубину взрыва. При достижении навыка всеми специалистами взрывы для ГСЗ удается проводить в назначенное время с точностью до  $\pm 1-2$  с.

Основная задача наблюдающих станций — обеспечение уверенного приема и регистрации сейсмоакустических сигналов в заданном диапазоне частот при реализации предельной эффективной чувствительности аппаратуры.

Анализ абсолютных величин фона и сейсмических сигналов на предельных расстояниях для морских станций и сопоставление их с опубликованными данными о величинах шумов показали (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; и др.), что в сейсмическом диапазоне частот удается полностью избавиться от помех местного происхождения и реализовать предельную чувствительность аппаратуры. При наблюдениях на подводном пункте это достигается выбором соответствующего режима

тишины, на надводном — применением сложных систем подвески гидрофона, «отвязкой» его от корпуса судна в момент прихода волн, либо укладкой гидрофона на дно моря. Помехи возникают от подергивания гидрофонов соединительным кабелем, из-за волнения моря, качки, а также от судовых шумов, от которых удается избавиться, удаляя гидрофоны на 100—200 м от судна. При этом гидрофон и кабель вблизи него взвешиваются на поплавках до нейтральной или слабоотрицательной плавучести, остальная часть кабеля образует 2—3 петли длиной 16—30 м каждая. Для эффективной «отвязки» гидрофонов от помех система петель вытягивается на борт судна и затем сбрасывается вместе со слабиной кабеля в воду за 1—2 мин до прихода полезной волны.

Если глубина моря позволяла судну встать на якорь, гидрофоны укладывались на дно. При этом условия наблюдения были более стабильными, чем в дрейфе. Однако при наличии придонных течений и ветра, вызывающего «вождение» судна вокруг якоря, тоже требовалось подтягивание и вытравливание слабины кабеля на момент регистрации.

## Аппаратура

Особенности аппаратуры при ГСЗ на море определяются необходимостью точечной регистрации сейсмических сигналов в большом диапазоне частот и амплитуд — от единиц герц и десятых долей дин/см<sup>2</sup> (глубинные волны в коре и мантии) до десятков герц и десятков тысяч дин/см<sup>2</sup> (звуковые волны в воде) (Галкин, Зайончковский, 1962; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; и др.).

При морских исследованиях по ГСЗ 1963—1969 гг. использовалась аппаратура, комплект которой состоял из следующих узлов: гидрофон с предварительным усилением; панель гидрофонов; 6-канальная сейсмическая станция СС-6 с осциллографической регистрацией; станция промежуточной магнитной записи ПМЗ-6; хронометр; МГПА; система питания.

Частотные характеристики гидрофона и трактов осциллографической и магнитной регистрации, а также другие параметры аппаратуры сведены в табл. 2.

Таблица 2

Амплитудные и частотные параметры морской аппаратуры ГСЗ (по И. Н. Галкину) \*

Тип аппаратуры	№ канала	Чувствительность	Увеличение канала при полной чувствительности	Минимальный сигнал на выходе	Полоса пропускания (на 3 дБ), Гц	Примечания
Гидрофон	—	50 мкВ/дин/см <sup>2</sup>	—	0,1 дин/см <sup>2</sup>	1,5—1000	
СС-6	1—4	63 мм/мВ	2,5·10 <sup>6</sup>	80 мкВ	2—7	Мгновенный диапазон каждого канала 40 дБ. Предусмотрено ступенчатое и плавное заглубление
	2—5	60	2·10 <sup>6</sup>	90	10—100	
	3—6	20	3·10 <sup>9</sup>	0,25	6—12	
ПМЗ-6	1—4	±80%/мВ	2,5·10 <sup>7</sup>	0,013 мкВ	2—350	Предусмотрено заглубление: 1; 1/30; 1/900— между парами каналов; 1/10 — между каналами в каждой паре.
	2—5	±2,5		400		
	3—6	±0,09		12000		

\* Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; приводится в сокращенном виде.

К достижениям методики работ 1963—1968 гг. следует отнести внедрение и широкое использование абсолютной калибровки регистрирующего тракта, применение которой позволило получить величины полезных сигналов и помех в единицах давления (дин/см<sup>2</sup>), что, в свою очередь, давало возможность уверенно контролировать усиление приема и выбирать необходимую чувствительность аппаратуры, сопоставлять уровни сейсмических сигналов в разных районах, использовать многочисленные опубликованные данные о шумах моря и аппаратуры, о величине микросейсм и т. п.

Служба абсолютного времени необходима для осуществления работы совместно с подводными пунктами наблюдения, лишенными возможности приема момента взрыва по радио. Эта служба велась на всех судах с помощью морских хронометров, оборудованных секундными контактами. Хронометры регулярно проверялись по радиосигналам точного времени. Результаты проверок фиксировались на фотоленту, что впоследствии давало возможность построить графики хода хронометра (рис. 9) и определить его поправку в любой необходимый момент времени. Сигналы контактных хронометров записывались на сейсмограммах и магнитограммах ППВ, всех морских и наземных регистрирующих станций, что позволило приводить все данные к абсолютному времени и осуществлять построение годографов. Значения абсолютных времен взрывов также использовались для анализа записей морских взрывов, зафиксированных сейсмологическими станциями.

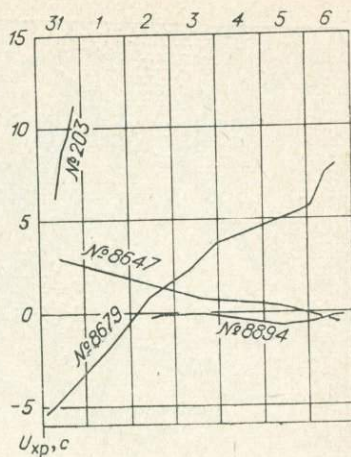


Рис. 9. Пример графиков хода хронометров (ноябрь).

### Навигационное обеспечение

Навигационное обеспечение морских исследований по ГСЗ необходимо для получения точных координат регистрирующих станций и пунктов взрыва и их взаимной увязки на профиле наблюдения. Наряду со значениями времени распространения сейсмических волн ( $t$ ) расстояния взрыв — прием ( $R$ ) являются основой для построения годографов волн и прямым образом влияют на результаты определения их кинематических параметров.

Координаты наблюдающих станций и взрывов в море определялись навигационными способами. Впоследствии эти данные контролировались и уточнялись в камеральных условиях с использованием результатов звукометра.

Ошибки в определении координат прибрежных наблюдающих станций, стоящих на якоре, не превышали  $\pm 1$  кабельтова (185 м).

Опыт морских работ по ГСЗ показывает, что наблюдения по степени точности могут быть расположены так: визуальные (по трем пеленгам, по трем расстояниям, по двум углам) и радиолокационные (по трем пеленгам и трем расстояниям при опознанных ориентирах, по трем расстояниям). При этих методах наблюдения среднеквадратичные ошибки при определении места в условиях работ 1964—1970 гг. не превышали  $\pm 1$  мили (1852 м). Менее точный способ наблюдения — по радиомаякам.

На схеме средних квадратических ошибок наблюдений ППВ (рис. 10) показана закономерность понижения точности наблюдений при удалении от берегов и увеличения ошибки в определении места судна. Однако приведенные количественные оценки несколько завышены: в них не учтен фактор состояния погоды, в благоприятных случаях позволивший делать

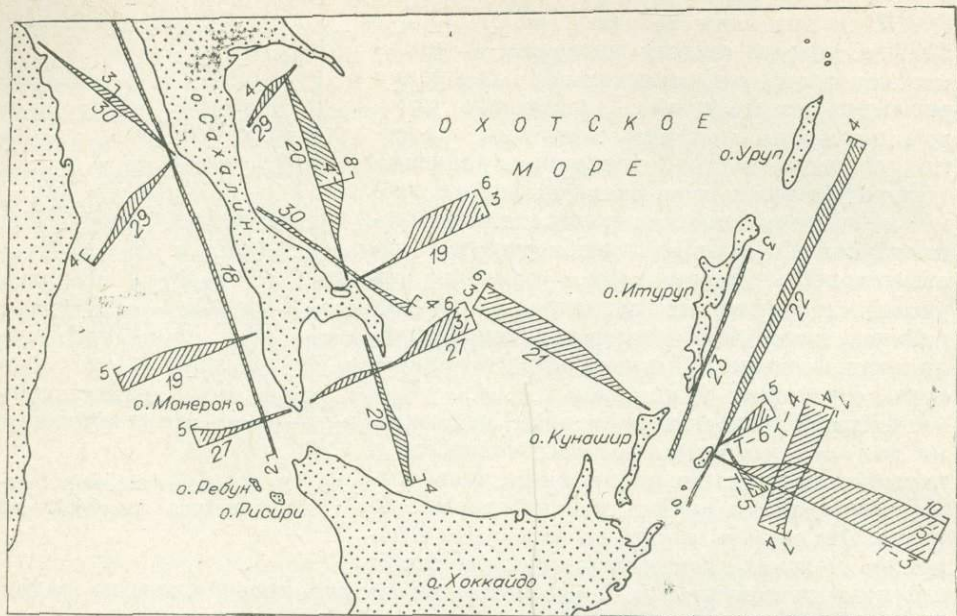


Рис. 10. Среднеквадратичные ошибки обсервации ППВ (по Б. В. Алексееву).

астрономические определения. Поэтому, как правило, ошибки обсерваций имели значительно меньшие величины. Схема построена по данным работ 1964 и 1968 гг. Ошибки обсерваций при работах других лет носят примерно такой же характер.

Для обеспечения большей точности координирования, необходимой для проведения работ по ГСЗ, перед началом прострелки профилей (если профили располагались далеко от берегов) назначалась встреча всех судов в одном месте. Здесь определяли невязки; за истинные условно принимались наиболее вероятные значения координат, и дальнейшее передвижение судов по профилю происходило от точки встречи со значительно большей относительной точностью, чем это можно обеспечить при полностью автономном плавании судов. В результате этого отклонение судов от линии профиля обычно не превышало  $\pm 3$  мили.

Для получения звукометрических данных использовались записи звука на сейсмограммах ГСЗ, а в море проводились специальные гидрологические наблюдения, позволяющие изучить распределение скорости звука в воде.

Гидрологические наблюдения проводятся по профилям через 30—40 миль с надводных пунктов наблюдения в мелком море до дна, в глубоком — до 300—1000 м.

Расчетные данные по скорости звука приводятся в виде таблиц и графиков зависимости скорости звука в воде ( $C$ ) от глубины моря ( $H$ ) (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971).

По экспериментальным данным в Южно-Охотском секторе выделены районы, для каждого из которых принята соответствующая зависимость средней по вертикали  $C(H)$  (рис. 11). Сравнение кривых указывает на необходимость учета конкретных гидрологических условий при морских сейсмических работах в сложных районах.

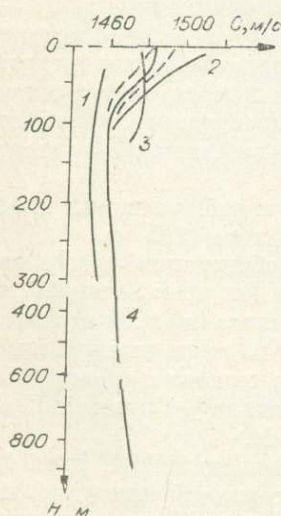


Рис. 11. Кривые зависимости  $C(H)$ .

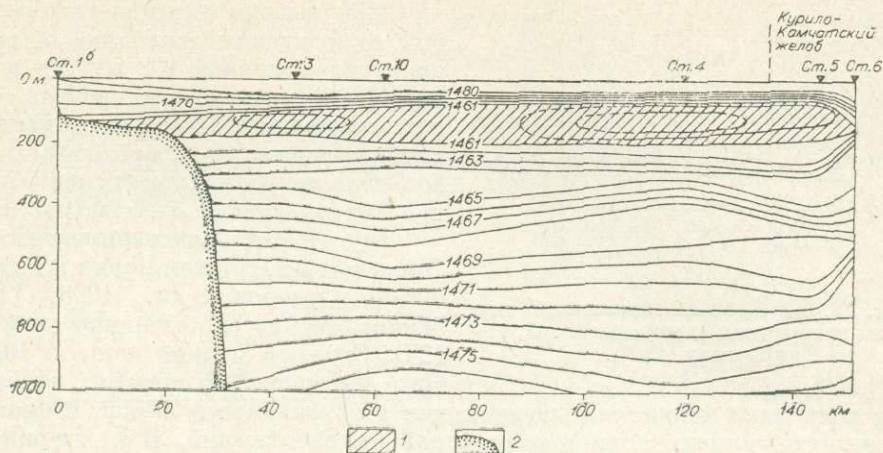


Рис. 12. Вертикальный скоростной разрез водной толщи по профилю Т-3.  
1 — зона пониженной скорости; 2 — дно океана.

О распределении скорости в водной толще Прикурильской зоны Тихого океана можно судить по вертикальному скоростному разрезу, составленному по профилю Т-3 для осеннего периода (рис. 12). Поле скоростей носит довольно спокойный характер с ярко выраженной зоной подводного звукового канала (ПЗК). Ось ПЗК располагается на глубине 100—150 м, мощность канала по вертикали равна около 120 м. На оси Курило-Камчатского желоба мощность ПЗК резко сокращается до 20 м.

Расстояния взрыв — прием определялись по расчетной скорости и измеренному на осциллограмме времени прихода звукового импульса. Использовалась методика, описанная в работе Е. А. Старшиновой (1965), где был дан подробный анализ характерных особенностей записи звука и обоснование использования их разных особенностей для определения расстояний.

Увязка по звукометрическим данным позволила определить расстояние между взрывами с точностью до 1%, а между точками взрыва и приема с точностью до 0,5%.

## § 2. УСЛОВИЯ ВОЗБУЖДЕНИЯ

В ряде работ, посвященных теоретическим исследованиям подводных взрывов (Коул, 1950) и выбору оптимальных условий возбуждения колебаний для морской сейсмической разведки (Епинашева, 1951; Зверев, 1963, 1964б; Непрочнов, 1960), рассмотрено влияние величины заряда, глубины его погружения, близости морского дна на сейсмическую эффективность взрыва, на форму и частотный состав ударной волны и пульсации газового пузыря. Была установлена возможность повышения интенсивности источника для некоторых частот за счет синфазного сложения ударной волны с отражением от поверхности моря и повторным ударом. Оказалось, что доступным для сейсмических работ зарядам (до 500 кг) при оптимальных глубинах взрыва (до 150 м) соответствует диапазон частот от 3 до 15 Гц, благоприятный для исследований строения коры методом ГСЗ и КМПВ (Непрочнов, 1960). При некоторых, вполне правдоподобных, допущениях амплитуда отдельных спектральных составляющих при выборе оптимальных условий возбуждения может быть втрое больше по сравнению с амплитудой волн от взрыва в безграничной среде, что эквивалентно увеличению веса заряда в 27 раз.

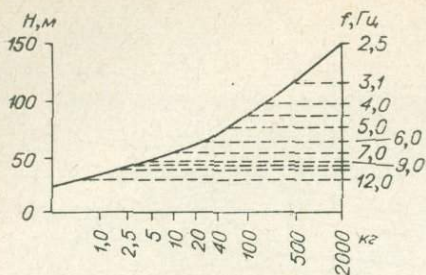


Рис. 13. Определение оптимальной глубины погружения заряда (по Ю. П. Непрочнову, 1960).

При выборе оптимальных условий возбуждения колебаний обычно пользуются кривой Ю. П. Непрочнова (1960), из которой следует, что для заряда весом 135 кг оптимальная глубина взрыва 90 м, при этом наибольшую амплитуду имеет спектральная составляющая 4,5—5 Гц (рис. 13).

Во время экспериментов в Японском и Охотском морях и Тихом океане (Суворов и др., 1968; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Строение земной коры..., 1964) было отмечено, что спектры глубинных

волн мало меняются с расстоянием и близки между собой, несмотря на разную природу волн и разные районы наблюдений. В то же время экспериментальные данные об оптимальных условиях взрыва несколько отличаются от теоретической зависимости (Непрочнов, 1960), что, по-видимому, связано со спецификой образования и условиями распространения сейсмических волн в разных районах исследований. Таким образом, выбор оптимальных или учет фактических условий возбуждения упругих колебаний приобретает важное методическое значение при проведении морских сейсмоакустических исследований в районах со сложным тектоническим строением. В связи с этим перед началом и в процессе морских работ 1964—1968 гг. проводились специальные эксперименты с целью получения данных об амплитудных и частотных характеристиках колебаний, зарегистрированных от взрывов стандартного заряда на разных глубинах для разного удаления приемных станций от источника.

В экспериментах 1964 г. в Охотском море (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) на профиле ПР-19 производились взрывы одиночных зарядов (135 кг) на глубинах 90, 110, 140, 300 м и тройных бомб (405 кг) на глубинах 110, 140 и 300 м. Приемная морская станция находилась на расстоянии 54 км, наземная — 96,5 км от пункта взрыва. Глубина моря в точке взрыва была 2850 м, в точке морского приема 3200 м. В условиях опыта в первых вступлениях регистрировалась волна  $P_3^M$ .

В экспериментах 1968 г. в Прикурильской зоне Тихого океана на профиле Т-4 (Суворов, Жильцов, 1972) выполнялась серия взрывов заряда 135 кг на горизонтах 50, 100, 150, 200 и 300 м. Приемные станции (№ 1 и 2) располагались на удалениях  $R=19$  и 76 км с таким расчетом, чтобы регистрировать волны, имеющие существенно разные пути распределения. Глубина океана в точках взрыва и приема была приблизительно 3 км.

Условия приема в период экспериментов оставались неизменными (рис. 14, *а*), место взрывов отмечалось флюоресцентом (1964 г.) или специальной плавучестью (1968 г.).

На рис. 14, *а, б* приведены выкопировки сейсмограмм прямой осциллографической записи, полученных на ПР-19 станциями № 1 и «Свободный» (1964 г.) и на Т-4 станциями № 1 и 2 (1968 г.).

Из рисунков видно, что форма записи существенно меняется в каждом из опытов как для взрывов заряда на разных глубинах и для взрывов разных зарядов на одной глубине, так и в зависимости от расстояния  $R$  между регистрирующей станцией и пунктом взрыва, а также в зависимости от условий приема (суша и море).

Наиболее простые по форме записи получены на расстояниях 19 и 54 км при взрывах до глубины 150 м. На расстоянии  $R=76$  км записи взрывов на этих глубинах осложнены интерференционными пережимами. Взрывы на глубинах  $H > 150$  м во всех случаях зарегистрированы в виде слабых интерференционных волн.

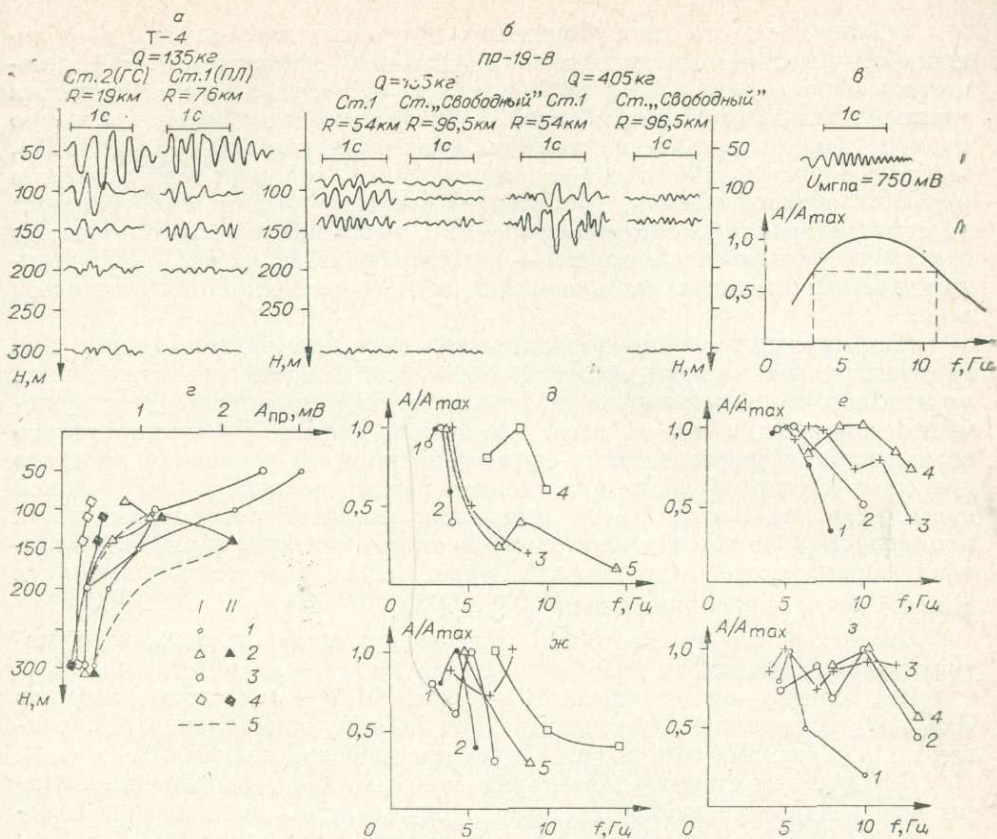


Рис. 14. Особенности условий возбуждения.

а, б — сейсмограммы экспериментальных взрывов в Тихом океане 1968 г. (а) и в Охотском море 1964 г. (б); в — калибровочный сигнал ( $I - U_{MГПД} = 750 \text{ мВ}$ ) и частотная характеристика регистрирующего тракта (II); г — зависимость  $A_{\text{пр}}(H)$  для разных расстояний ( $R$ ) до регистрирующих станций (I — заряд 135 кг, II — 405 кг): 1 —  $R = 19 \text{ км}$ ; 2 —  $R = 54 \text{ км}$ ; 3 —  $R = 76 \text{ км}$ ; 4 —  $R = 96 \text{ км}$ ; 5 — линии интерполяции данных, д — з — зависимость  $A/A_{\text{max}}$  от частоты ( $f$ ) для морской станции, регистрировавшей на удаленных 19 км (д), 54 км (е), 76 км (ж), 96 км (з). Для д и ж глубина взрыва  $H = 50 \text{ м}$  (1), 100 м (2), 150 м (3), 200 м (4), 300 м (5); для е и з  $H = 90 \text{ м}$  (1), 110 м (2), 140 м (3), 300 м (4).

Графики приведенных максимальных амплитуд  $A_{\text{пр}}(H)$  этих волн показаны на рис. 14, г. Кривые  $A_{\text{пр}}(H)$ , полученные по записям морской станции взрывов в Охотском море, показывают на наличие оптимальных глубин для зарядов различного веса. В условиях опыта для 135 кг — это 100—110 м, для 405 кг — 140 м. При взрывах на этих глубинах сейсмическая эффективность взрывов заметно возрастает. Результаты эксперимента указывают на некоторое увеличение оптимальной глубины по сравнению с теоретическими расчетами (Непрочнов, 1960), где получено 90 м для 135 кг и 110 м для 405 кг.

Сравнение амплитуд волн от взрывов зарядов 135 и 405 кг на глубинах 110 и 300 м позволяет отметить, что увеличение заряда втрое либо незначительно (примерно на 20% при  $H = 110 \text{ м}$ ) увеличивает, либо не влияет ( $H = 300 \text{ м}$ ) на амплитуды генерируемых взрывом сейсмических волн для морских станций.

Графики приведенных максимальных амплитуд  $A_{\text{пр}}(H)$  волн, зарегистрированных в Прикурильской зоне Тихого океана, характеризуются закономерным падением уровня сигнала с увеличением глубины погружения заряда. При этом закон спада примерно одинаков для обоих расстояний до приемных станций (19 и 76 км). Исключение составляет запись взрыва на глубине  $H = 150 \text{ м}$ , полученная станцией № 1 ( $R = 76 \text{ км}$ ).

Результаты этого эксперимента не подтверждают выводы о возможности значительного резонансного повышения сейсмической эффективности взрыва заряда 135 кг на глубине  $H=90$  м за счет суммирования ударной волны с отраженном от поверхности моря и пульсацией газового пузыря, как это следует из теоретических исследований (Зверев, 1963, 1964; Непрочнов, 1960). По-видимому, здесь сказываются различия идеализированной модели, положенной в основу расчетов, и реальных условий, связанных, с одной стороны, с особенностями формируемого при взрыве импульса и, с другой — с параметрами волновода, концентрирующего значительную часть энергии волны, отраженной от поверхности моря.

Сопоставление амплитуд сейсмических волн, зарегистрированных при взрывах разных зарядов на оптимальных для каждого из них глубинах, показывает, что в этом случае увеличение заряда втрое приводит к увеличению амплитуд в 1,5—2 раза. Последние данные удовлетворительно согласуются с теоретическими представлениями об изменении пикового давления в ударной волне при взрывах разных зарядов в безграничной среде. Так, по Коулу (1950), отношение амплитуд пикового давления пропорционально корню кубическому из отношения весов зарядов. В условиях описываемого эксперимента теоретическое возрастание амплитуд должно быть пропорционально  $\sqrt[3]{3} = 1,44$ .

Частотный анализ колебаний проводился графоаналитическим методом (Гольцман, 1956).

Результаты, представленные на рис. 14,  $\partial$  —  $з$  в виде графиков  $A/A_{\max}(f)$ , позволяют установить ряд общих закономерностей, связанных с условиями возбуждения и распространения колебаний.

Для морских станций характерны сравнительно узкополосные спектры волн. Наиболее избирательными в низкочастотном диапазоне представляются волны, регистрируемые от взрыва 135 кг на удалении  $R=19$  км (рис. 14,  $\partial$ ), для которых максимум спектра расположен в области 4—5 Гц и практически не зависит от глубины погружения заряда. Исключение в этом эксперименте составляет спектр волны, зарегистрированной от взрыва на глубине  $H=200$  м, максимум которого в области 8 Гц.

По данным эксперимента в Охотском море (см. рис. 14,  $е$ ,  $з$ ), наблюдается закономерное смещение максимума спектра с 5 до 8,5—10 Гц при углублении взрыва с 90 до 300 м. Для колебаний, зарегистрированных на удалении  $R=76$  км (см. рис. 14,  $е$ ), заметны нерегулярная зависимость расположения максимальной составляющей спектра от глубины взрыва и появление дополнительных резонансных частот (например при  $H=50$  и 150 м). Для  $R=96$  км (наземная станция) характерно общее увеличение доли высокочастотных компонентов в спектре регистрируемых волн (см. рис. 14,  $з$ ). При этом максимум частотной характеристики первой волны от взрыва на глубине 110 м приходится на 8 Гц при ширине спектра 7—12 Гц; при  $H=140$  м максимум смещен в область 14 Гц; при  $H=300$  м спектр открыт в сторону низких частот начиная с 11 Гц.

К сожалению, мы не имели возможности провести количественные сопоставления амплитудных характеристик волн, зарегистрированных при различных условиях возбуждения наземной и морской станцией, из-за отсутствия объективного контроля чувствительности приемного тракта на станции «Свободный». Однако можно отметить закономерное уменьшение приведенных максимальных амплитуд колебаний от увеличения глубины взрыва (см. рис. 14,  $з$ ).

Таким образом, анализ экспериментальных данных по различным условиям возбуждения и регистрации сейсмических колебаний (несмотря на их малочисленность) позволяет сделать ряд выводов, представляющих практический интерес для морских сейсмических исследований методом ГСЗ в переходной зоне.

1. Результаты экспериментов подтвердили теоретическое положение о том, что интерференционные явления в пункте возбуждения определяют основные закономерности, связанные с сейсмическим эффектом взрывов в море.

2. Оптимальные условия возбуждения, выявленные экспериментально, несколько отличаются от теоретических расчетов и, по-видимому, связаны с гидрологическими особенностями района работ. Экспериментами ориентировочно установлено, что для зарядов весом 135 и 405 кг оптимальные глубины подрыва равны соответственно 90—100 и 140 м.

3. Для повышения интенсивности возбуждения волн в заданном диапазоне частот необходимо в каждом районе исследований проводить экспериментальные работы по выявлению оптимальных глубин подрыва заряда.

## Глава III

### ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

#### § 1. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ ДИСКРЕТНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Специфика морских сейсмических исследований при одноканальной регистрации передвижных взрывов накладывает свой отпечаток на условия сопоставления записей и корреляции волн. При этом возникает необходимость разрозненные сейсмограммы изобразить наглядно. Для этого материалы ГСЗ представляют, например, в виде сводных сейсмограмм, когда на плоскость  $(t, R)$  выносятся полезная часть записи всех зарегистрированных взрывов. Временной масштаб определяется разверткой регистрирующего устройства, масштаб расстояний взрыв—прием задается с учетом густоты прострелки: для ближних (0,5—10,0 км) взрывов обычно берется М 1:20 000, для основных (10—150 км и более) взрывов — М 1:200 000. Сейсмические записи на общем планшете совмещаются или отметками момента взрыва (Шушаков, 1962) или нулевой линией, за которую принимается годограф первых вступлений (Строение земной коры..., 1964; и др.). Первый из способов неудобен тем, что в результате построения получается сводная сейсмограмма больших размеров, на которой вступления однотипных волн разнесены на значительные расстояния, что затрудняет их сопоставление. Второй способ дает хорошо читаемый монтаж, но вносит в построения определенный элемент субъективности, так как интерпретатору заранее по одиночным записям приходится определять вступления первых волн.

Нами развит применяемый за рубежом способ построения сводных сейсмограмм, лишенный названных недостатков. При его использовании за нулевую линию совмещения записей на планшете  $(t, R)$  берется прямая  $t = \frac{R}{V^*} + t_0$ , в которой  $t_0$  и  $V^*$  выбирают произвольно,  $R$ —расстояние между пунктами взрыва и регистрирующей станцией,  $t$ —временная координата, которой совмещаются отдельные записи на сводной сейсмограмме.

На практике выбор значения  $V^*$ , лежащего в пределах 2,5—7,0 км/с, определяется необходимостью подчеркнуть кинематические особенности какой-либо группы волн; выбор значения  $t_0$  диктуется лишь соображениями простоты расчетов.

Систематизация дискретных записей в сводную сейсмограмму таким способом имеет ряд достоинств, из которых необходимо отметить следую-

щие: 1) построение монтажа достаточно объективно, так как не связывается с заданным заранее волновым полем; 2) полученный монтаж практически представляет собой редуцированный динамический годограф волн с масштабом времени, определяемым скоростью лентопротяжки регистрирующего устройства и обычно превышающим в 4—10 раз масштаб времени, принятый в ГСЗ для построения годографов. Увеличение временного масштаба способствует выделению тонких кинематических особенностей сейсмических колебаний; 3) выбором  $V^*$  можно добиться для вступлений данной группы волн сколь угодно малого значения временного сдвига  $\Delta t$  на соседних трассах и применять при сопоставлении дискретных записей некоторые элементы фазовой корреляции; 4) сводные сейсмограммы подобного типа пригодны для анализа как первых волн, так и последующих вступлений на любом участке сейсмических записей. Такие сейсмограммы, техника монтажа которых проста и не трудоемка, нашли широкое применение при интерпретации материалов ГСЗ, полученных в Южно-Охотском и в других районах переходной зоны (Суворов и др., 1968; Суворов и др., 1970; и др.).

Прежде чем перейти к обсуждению экспериментальных данных, рассмотрим вопрос, связанный с особенностями волнового поля, формируемого различного типа сейсмическими волнами, регистрируемыми на поверхности простейшей слоистой среды (Суворов, 1969), и соотношением их интенсивностей. Определенные сведения этого плана можно получить с помощью аналитических построений, разработанных Г. И. Петрашенем и др. (1957, 1958) для случая идеально упругой многослойной среды с горизонтальными границами. Подобные расчеты особенно актуальны при интерпретации материалов ГСЗ в районах с нетипичным строением коры.

Модель идеализированного геологического разреза для решения прямой задачи ГСЗ представлена на рис. 15, б. Геометрические параметры разреза и скорости распространения продольных волн ( $a$ ) взяты близкими к реальным; скорости поперечных волн ( $\beta$ ) и средние плотности пород ( $\rho$ ) приняты на основании литературных сведений (Скорикова, 1965 и др.). Источник возбуждения задан в виде центра расширения—сжатия, расположенного вблизи дневной поверхности. В источнике действует сила  $F(t)$ , представляющая собой (см. рис. 15, в) отрезок синусоиды. Предполагается, что сейсмические волны регистрировались широкополосным прибором.

Теоретические сейсмограммы строились методами, описанными для различных типов волн, образованных на границах  $M$  и  $K$  (Малиновская, 1957а, б; Петрашень и др., 1957, 1958). Результаты представлены на рис. 15, а.

Из множества колебаний, возбуждаемых в выбранной модели, были рассмотрены следующие типы отраженных и головных волн:  $P_{012210}$ ,  $P_{0123210}$ ,  $P_{01221S_0}$ ,  $P_{012321S_0}$ ,  $P_{0122S_{10}}$ ,  $P_{01232S_{10}}$ ,  $P_{012S_{210}}$ ,  $P_{0123S_{210}}$ ,  $P_0S_{12210}$ ,  $P_0S_{123210}$ ,  $P_0S_{1221P_0}$ ,  $P_0S_{12321P_0}$ ,  $P_0S_{122P_{10}}$ ,  $P_0S_{1232P_{10}}$  — для границы  $M$  и  $P_{0110}$ ,  $P_{01210}$ ,  $P_{011S_0}$ ,  $P_{0121S_0}$  — для границы  $K$ .

Как видно из рис. 15, а, волновое поле, представленное совокупностью упомянутых волн, имеет сложный характер. На малых расстояниях от станции ( $R < 50$  км) в области первых вступлений доминируют волны, связанные с границей  $K$ . При этом наиболее интенсивной из них является отраженная монотипная волна  $P_{0110}$ , которая хорошо следит в докритической и закритической областях. Обменная волна  $P_{011S_0}$  имеет значительную интенсивность только за начальной точкой. Головные волны от границы  $K$  заметны лишь вблизи начальной точки ( $R = 20—40$  км), на больших удалениях от станции амплитуда их быстро уменьшается. С расстояний  $R = 55$  км доминирующими по интенсивности становятся волны, отраженные и головные от границы  $M$ , которые четко разделяются по времени вступлений и степени затухания. Обменные волны от этой

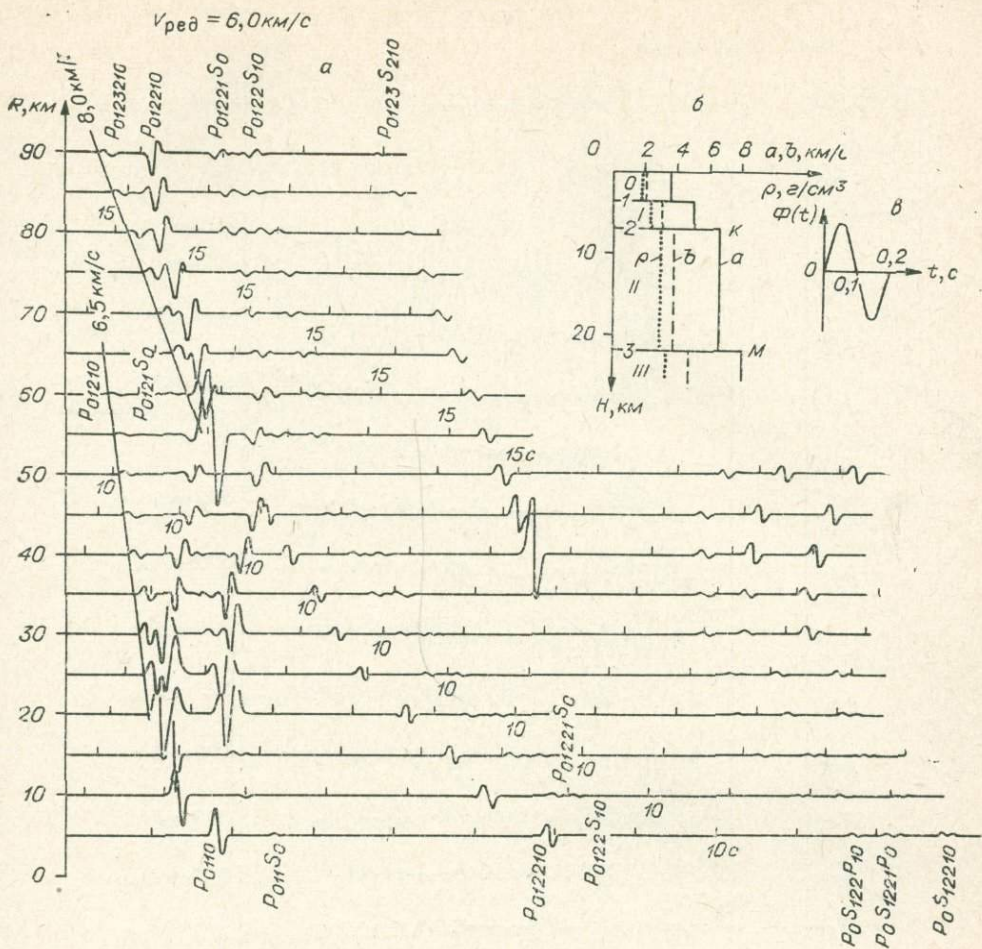


Рис. 15. Пример синтеза ованной волновой картины.

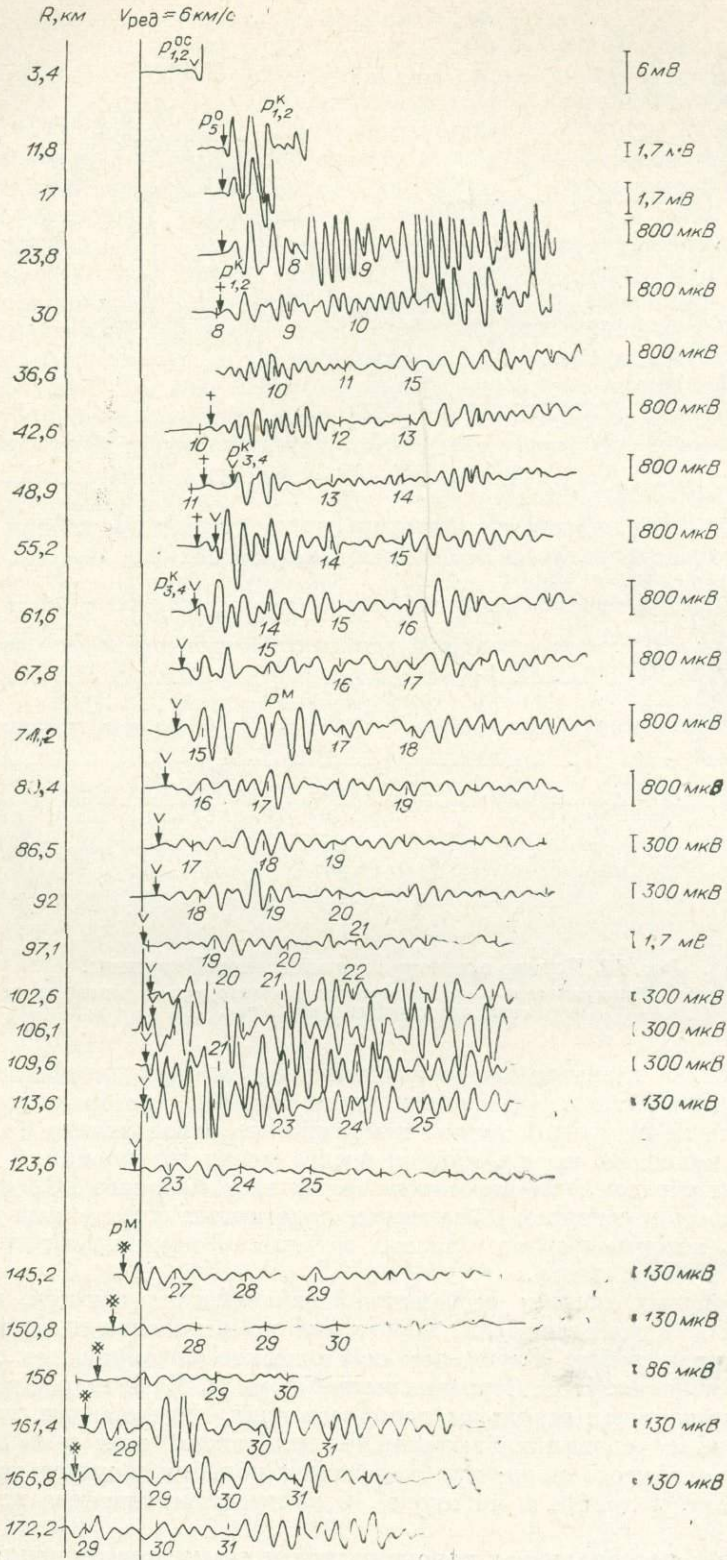
а — теоретическая сейсмограмма; б — модель идеализированного разреза земной коры; в — форма силы, действующей в источнике.

границы имеют незначительную интенсивность по всему профилю наблюдений. Исключение представляет волна  $P_{0123}S_{210}$ , которая достаточно интенсивна за начальной точкой и может быть использована при интерпретации волнового поля в области последующих вступлений.

Таким образом, интерпретацию материалов морского ГСЗ целесообразно связать в основном с изучением монотипных отраженных и головных волн, которые в области первых вступлений доминируют над обменными по интенсивности.

Подробному анализу особенностей сейсмических записей, полученных при ГСЗ в разных районах переходной зоны, посвящены специальные разделы ряда работ (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1962, 1971; Космическая, 1968; Строение земной коры..., 1964; и др.), в которых отмечается сложная структура волнового поля, отражающая существенно различные условия наблюдений (в прибрежной зоне и на больших глубинах открытого моря; при положении корабля в толще воды и на поверхности, в дрейфе и на якорю), и контрастное строение изучаемых объектов.

Лучшие материалы как морскими, так и наземными станциями получены в Татарском проливе (ПР-18, 19, 30). Материалы восточносахалинских и прикурильских профилей (ПР-19, 20, 28, 30; Т-3, 4, 5, 6) заметно



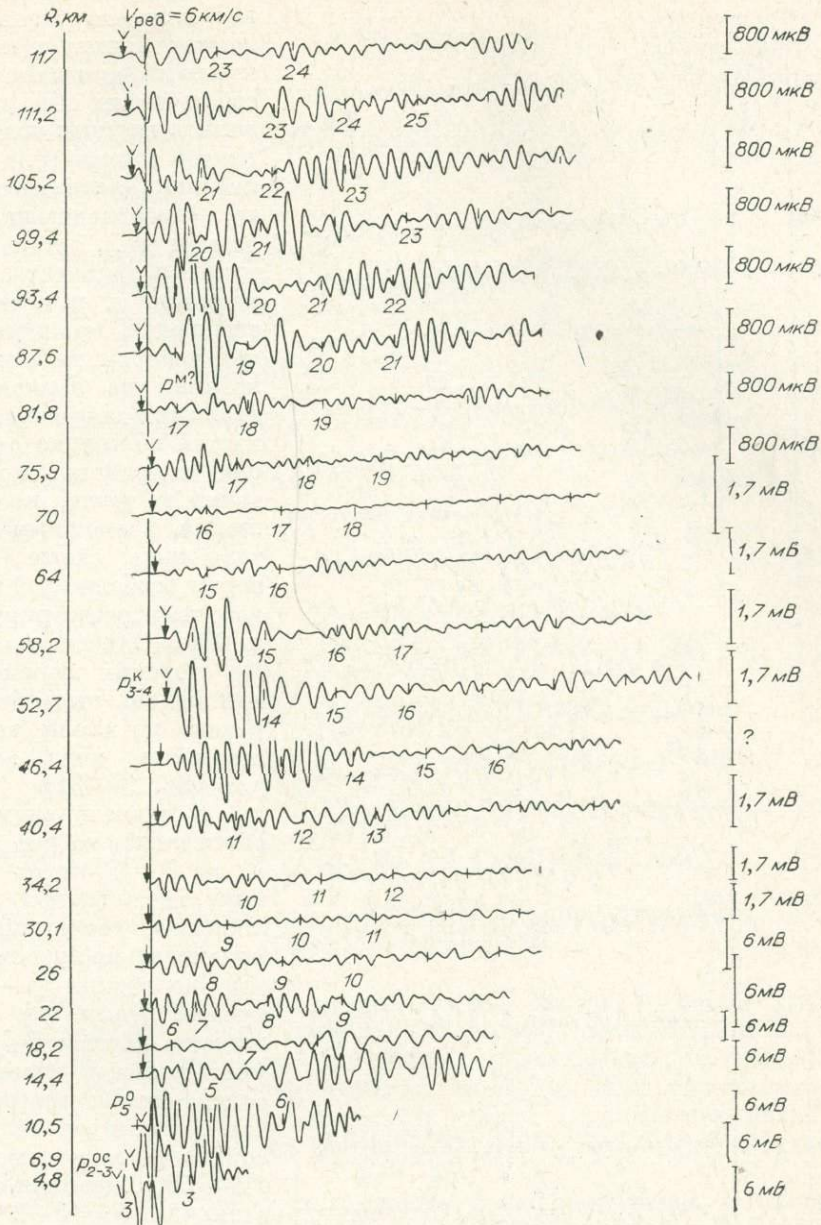


Рис. 16. Сводная сейсмограмма станции № 1 (южная) с ПР-18-ИС (Татарский пролив). Прострелка к северу (а) и к югу (б) от станции.

уступают им по качеству, что связано с плохими метеоусловиями в период наблюдений. На многих сейсмограммах записи полезных сигналов соизмеримы с уровнем помех. Иногда это связано с отрицательным влиянием изменения глубины взрывов. Имеются случаи, когда при одинаковых параметрах аппаратуры и условиях возбуждения на сейсмограммах соседних пунктов взрыва наблюдаются существенно различные по форме записи сейсмические волны, что в значительной степени затрудняет их корреляцию. Кроме того, различие в записях морских и наземных станций усложняет их сопоставление.

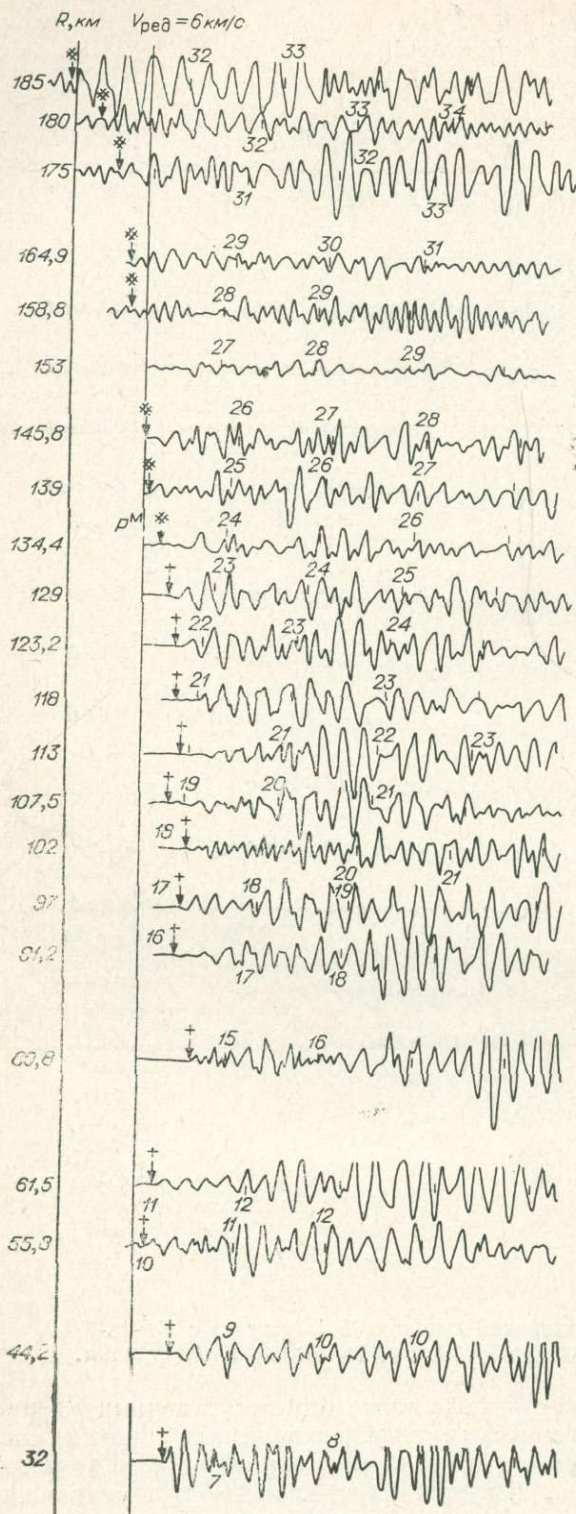


Рис. 17. Сводная сейсмограмма наземной станции «Ягодное» с ПР-20 (Южный Сахалин).

При описании волновой картины обычно обращается внимание на совокупность признаков, способствующих объединению волн в группы: общий характер записи (форма колебаний, длительность цуга, преобладающая частота и др.), степень затухания, дальность регистрации и т. п. Учитывая специфику морского ГСЗ, при котором характер колебаний на записях отдельных зондирований меняется не только от района к району, но и от точки к точке, представляется возможным отметить лишь самые общие черты особенностей волнового поля, регистрируемого в Южно-Охотском секторе. На морских сейсмограммах можно выделить три разных по своей выразительности вида записей (см. рис. 16—21).

К первому виду относятся записи на расстояниях до 50—70 км от источника, где в первых вступлениях регистрируются сравнительно низкочастотные колебания (4—5 Гц), представленные в большинстве случаев 3—5-фазными волнами квазисинусоидальной формы (рис. 16, 17). Последующая часть сейсмограмм в интервале 1,5—3,0 с, начиная с расстояний  $R=15-20$  км, как правило, свободна от регулярных колебаний. На более поздних временах иногда регистрируются хорошо выраженные кратные волны.

Ко второму виду относятся записи на расстояниях более 90 км, на которых регистрируются две группы колебаний. Вторая по времени группа доминирует на записях (рис. 18). По амплитуде,

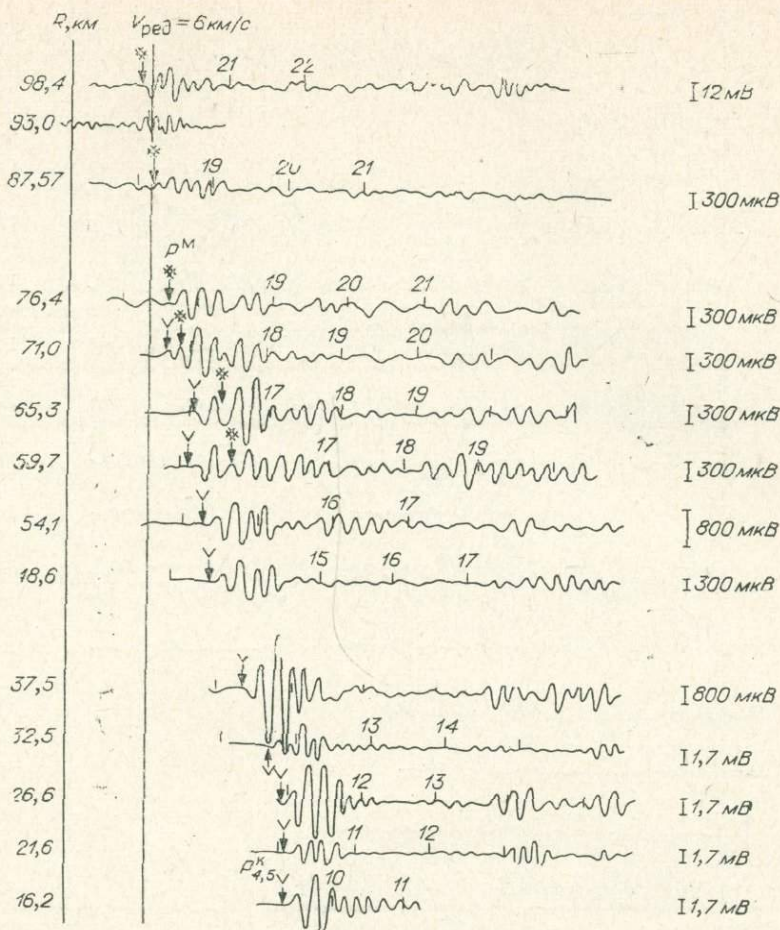


Рис. 18. Сводная сейсмограмма станции № 1 с ПР-19-В (Курильская котловина).

частоте и общему характеру колебаний она близка к группе, зарегистрированной на первых десятках километров от источника, но отличается от нее многофазностью, большой продолжительностью и неразрешенностью. Первая группа, наоборот, обладает очень малой интенсивностью (не менее  $1/4$  интенсивности второй группы), как правило, соизмеримой с уровнем фона помех. Иногда эта группа имеет существенно более высокие частоты.

К третьему виду относятся записи в промежуточном интервале расстояний (между 50—70 и 100 км) с чрезвычайной изменчивостью формы колебаний. В большинстве случаев здесь выделяются интерференционные волны без четкого разделения на какие-либо группы. Записи разных станций имеют разную форму и продолжительность (рис. 19, 20).

На записях станций, расположенных в Охотском море, видно (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) быстрое усложнение волновой картины при переходе от глубоководной котловины моря к материковой отмели и далее к прибрежной шельфовой зоне. Так, в глубоководной котловине моря практически вся информация на сейсмограммах сосредоточена в начальной их части и представлена сравнительно простым дугом колебаний. При переходе к материковой отмели за первыми колебаниями начинают регистрироваться очень интенсивные волны, часто доминирующие по амплитуде. При этом резко усложняется вся волновая картина. Еще более сложные записи наблюдаются в шельфовой зоне.

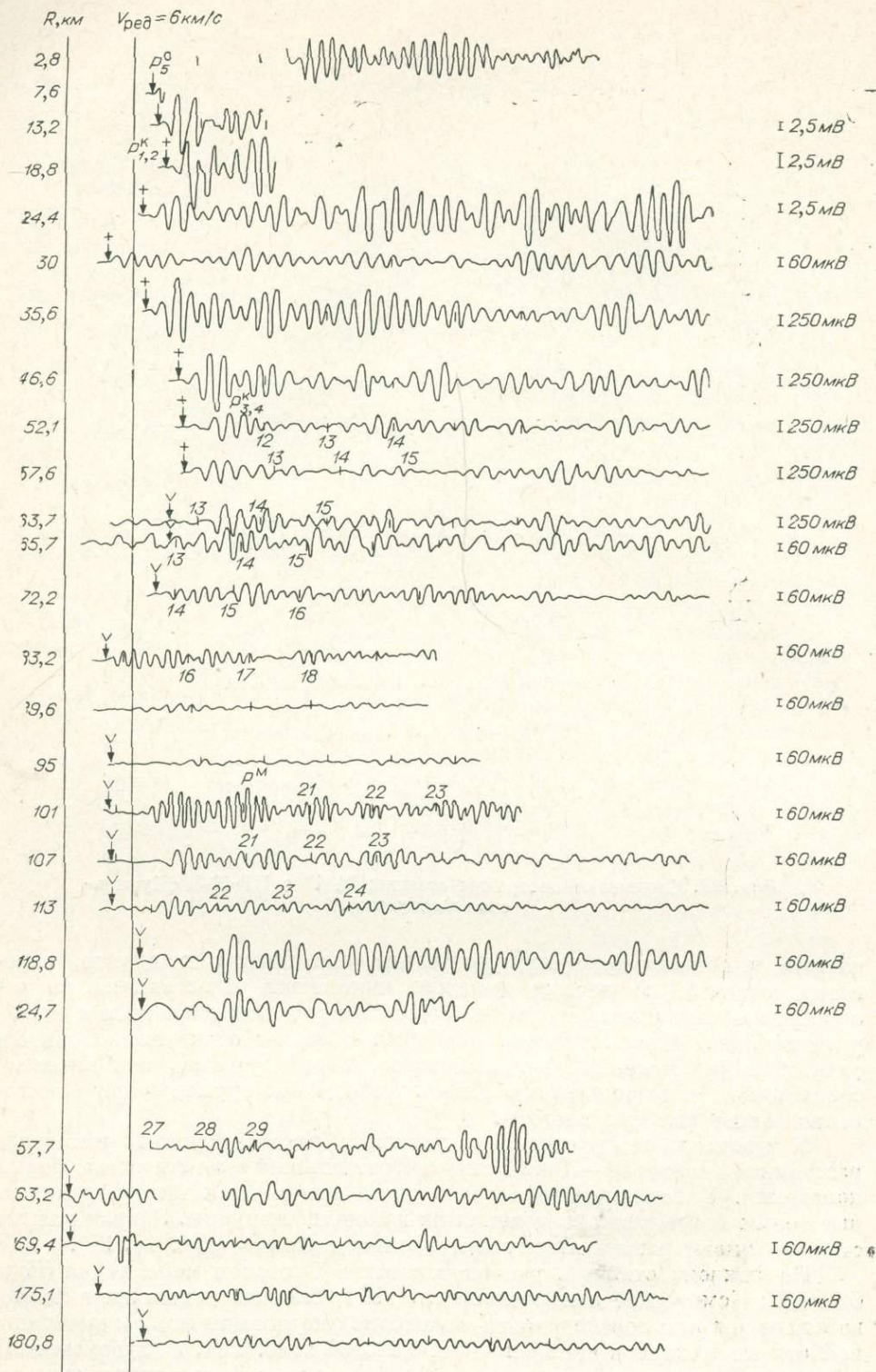


Рис. 19. Сводная сейсмограмма станции № 3 с ПР-27 (Анивский злива).

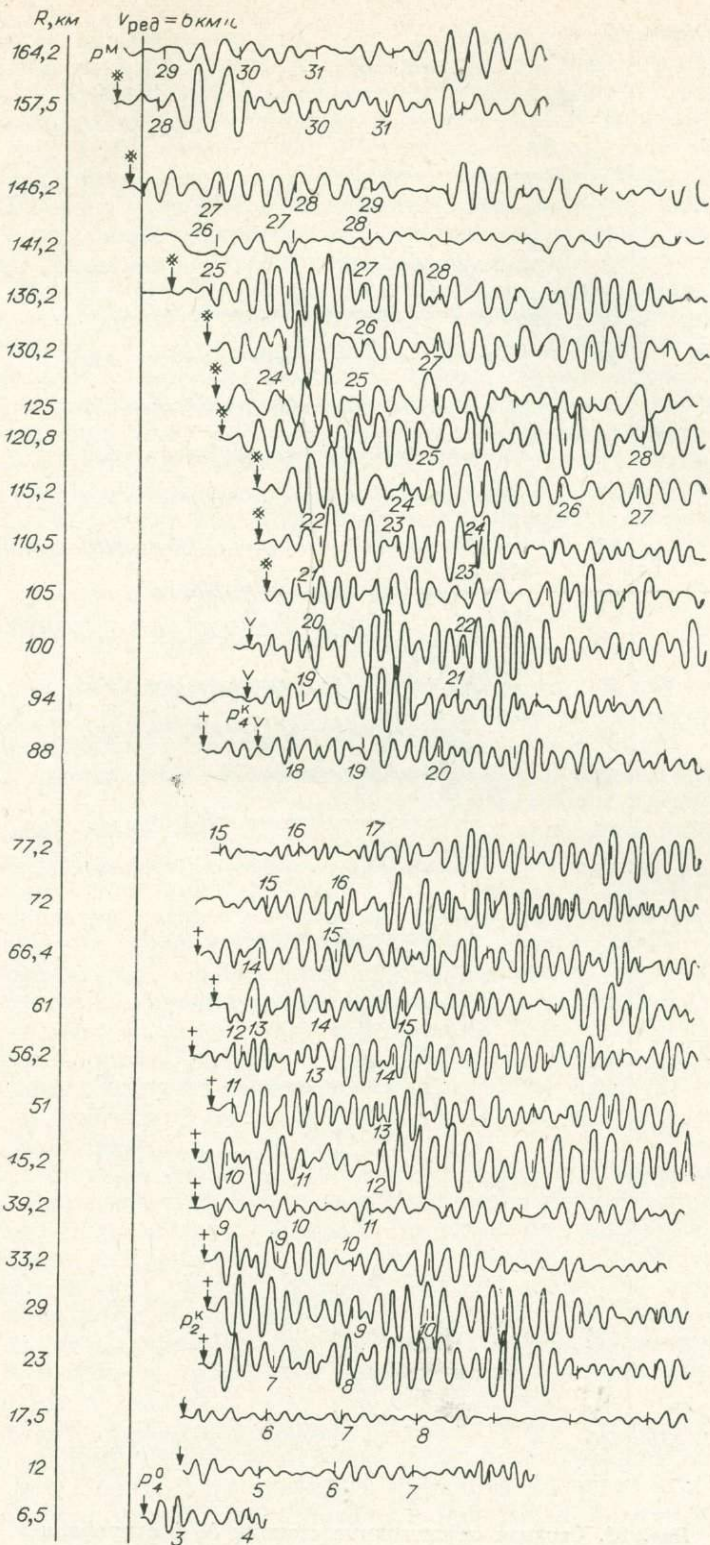


Рис. 20. Сводная сейсмограмма станции № 4 с ПР-20-Ц (залив Терпения).

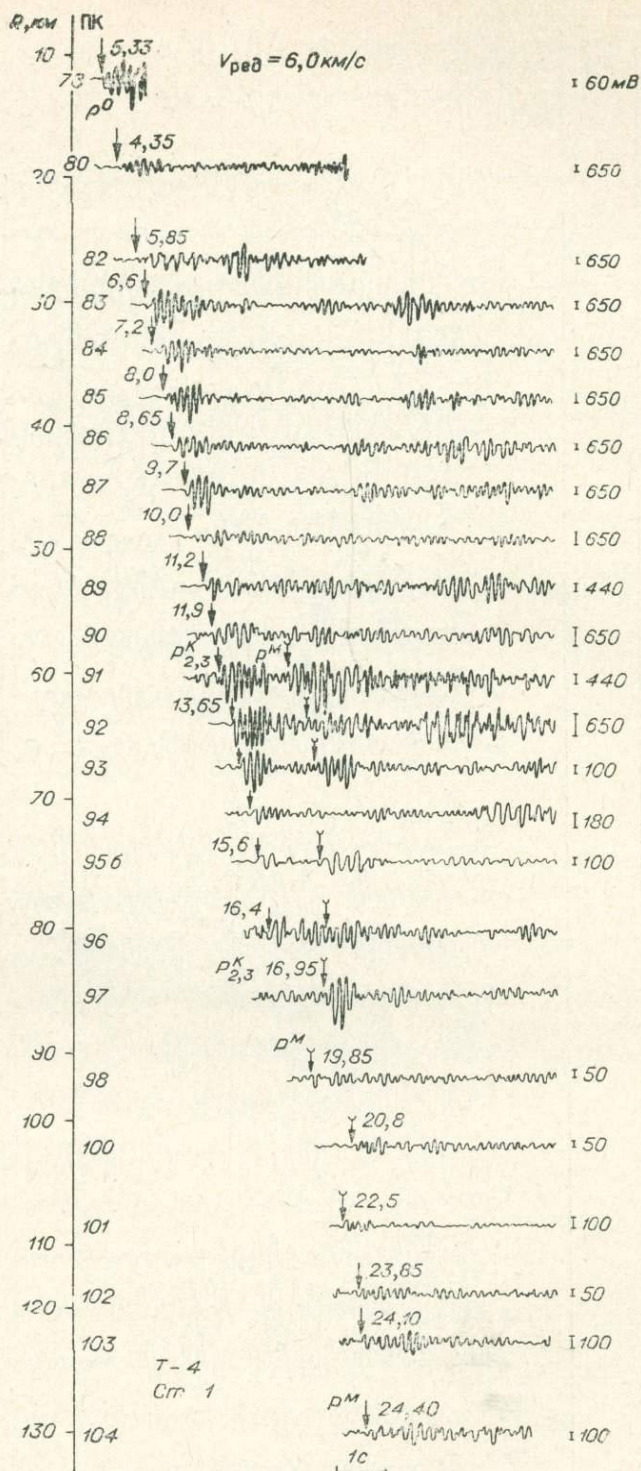


Рис. 21. Сводная сейсмограмма станции № 1 с профиля Т-4 (восточнее о. Шикотан, изобата около 3,0 км).

Для всех наземных записей (рис. 21) общие признаки — существенно более высокий по сравнению с морскими уровень преобладающих частот (8—12 Гц) и большее количество волн в группах. Характер зарегистрированного волнового поля различен для разных станций. На некоторых из них («Свободный», 1963; «Островское») получена волновая картина, сходная с волновой картиной, зарегистрированной морскими станциями. По мере удаления от источника здесь регистрируются сначала спокойные колебания с максимальной амплитудой в первой волне и постепенным затуханием волн в последующей части сейсмограммы. Затем они (при  $R=60\div 120$  км) сменяются интерференционными записями. На больших удалениях (более 125—130 км) отмечается приход двух групп колебаний. Правда, соотношение интенсивностей этих двух групп здесь иное, чем на морских станциях. Первая группа слабее второй не более чем в два раза. Сближение интенсивностей этих двух групп при регистрации колебаний трактами, имеющими избирательность в относительно более высокочастотном диапазоне, может служить подтверждением вывода о том, что первая группа волн имеет относительно более высокочастотный состав и для нее более оптимальным является частотный диапазон наземных станций.

## § 2. ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ ВОЛН

Большинство регистрируемых в начальной части сейсмической записи колебаний на доступных для современных методов расстояниях (до 150—250 км) являются преломленными (или производными от них — частично кратными, обменными) (Аверьянов и др., 1962; Алексеев и др., 1963, 1964; и др.). При этом по кинематическим признакам их трудно классифицировать иначе, чем головные или слабо рефрагированные (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971).

Для характеристики волновых полей и сейсмических разрезов Южно-Охотского сектора введены условные обозначения групп волн, границ и слоев (табл. 3), которые позволяют учесть в разрезе земной коры четыре главные структурные толщи, имеющие определенные пределы скоростей распространения продольных волн: рыхлые осадки (1,5—2,9 км/с), уплотненные осадочно-вулканогенные образования (3,0—5,4 км/с), консолидированная земная кора (5,5—7,4 км/с), верхняя мантия (7,5—8,9 км/с). Каждый комплекс имеет свой индекс и формально разделен на ряд скоростных диапазонов с шагом 0,5 км/с, которым присвоен порядковый номер в комплексе.

В соответствии с таким делением дается описание некоторых кинематических и динамических параметров волн, зарегистрированных в Южно-Охотском секторе переходной зоны. Выделены три существенно разные по своей выразительности и областям прослеживания группы.

Первая из них связана с самой верхней, наиболее изменчивой от участка к участку, толщей земной коры (мощность ее колеблется в пределах 2—9 км), вторая — с опорной поверхностью, являющейся подошвой этой толщи, и третья — с границами внутри консолидированной коры и с ее подошвой.

Основная особенность первой группы волн — изменчивость ее от района к району. В ней представлены волны, характеризующиеся скоростями от 3,2 до 5,6 км/с. Наиболее устойчивы волны со скоростями 3,2; 4,0; 4,8; 5,0; 5,5 км/с. Они отличаются малыми областями прослеживания (до 25—30 км).

Вторая группа волн представлена, в сущности, одной волной, связанной с опорной границей в разрезе. Преимущественные значения скоростей этой волны лежат в пределах 6,0—6,4 км/с. В некоторых случаях они уменьшаются до 5,8 км/с (зал. Терпения) и возрастают до 6,5—6,6

Обозначения групп волн, границ раздела и слоев при описании глубинного строения земной коры в Южно-Охотском секторе

Комплекс слоев	Интервал скоростей	Условный знак		
		волны	границы	слоя
Рыхлые осадки	1,5—1,9	$P_1^{oc}$	$d_1^{oc}$	$l_1^{oc}$
	2,0—2,4	$P_2^{oc}$	$d_2^{oc}$	$l_2^{oc}$
	2,5—2,9	$P_3^{oc}$	$d_3^{oc}$	$l_3^{oc}$
Уплотненные осадочно-вулкано-генные образования	3,0—3,4	$P_1^o$	$d_1^o$	$l_1^o$
	3,5—3,9	$P_2^o$	$d_2^o$	$l_2^o$
	4,0—4,4	$P_3^o$	$d_3^o$	$l_3^o$
	4,5—4,9	$P_4^o$	$d_4^o$	$l_4^o$
	5,0—5,4	$P_5^o$	$d_5^o$	$l_5^o$
Консолидированная кора	5,5—5,9	$P_1^K$	$d_1^K$	$l_1^K$
	6,0—6,4	$P_2^K$	$d_2^K$	$l_2^K$
	6,5—6,9	$P_3^K$	$d_3^K$	$l_3^K$
	7,0—7,4	$P_4^K$	$d_4^K$	$l_4^K$
Верхняя мантия	7,5—7,9	$P_1^M$	$d_1^M$	$l_1^M$
	8,0—8,4	$P_2^M$	$d_2^M$	$l_2^M$
	8,5—8,9	$P_3^M$	$d_3^M$	$l_3^M$

км/с (Татарский пролив у Сахалинского побережья и некоторые другие участки). У этой волны в подавляющем большинстве случаев четкие вступления, сохранение формы записи на сейсмограммах, большая область прослеживания (в среднем 30—80 км) и стабильное поведение амплитудных кривых.

Наиболее сложной и изменчивой по площади является третья группа волн, включающая в себя колебания в интервале расстояний от 60—80 до 150—200 км. Здесь, в свою очередь, регистрируются по меньшей мере три группы колебаний, две из которых обязаны преломлениям соответственно на границе в консолидированной коре и на ее подошве, а третья группа колебаний регистрируется в последующей части записи и представляет собой результат наложения волн, отраженных от подошвы коры, и, по-видимому, частично кратных либо обменных волн, вызванных первыми двумя группами колебаний.

Характерно, что для описываемых трех групп колебаний практически повсеместно сохраняется соотношение их интенсивностей. Самая интенсивная — последняя упомянутая группа, включающая отражения от поверхности Мохоровичича, самая слабая — преломленная на этой поверхности. Промежуточные амплитуды имеет группа колебаний, связанная с границей внутри консолидированной коры. Для этой группы колебаний свойственно большое разнообразие структуры и формы записи. Есть участки, где она имеет большую амплитуду и, несмотря на интерференционный характер, прослеживается уверенно не только в первых вступлениях, но и до выхода в них, доминируя по интенсивности над остальными колебаниями, связанными с более верхними границами (ПР-29-В, 20-Ц, ПР-18 и др.). В других случаях эта группа состоит из 2—4 волн, разрешенных во времени и характеризующихся весьма бли-

зкими (практически одинаковыми) кажущимися скоростями. Амплитуда каждой волны в начале прослеживания имеет сравнительно высокий уровень, но на протяжении 15—20 км падает до уровня фона помех. Граничные скорости этой группы колебаний составляют 6,8—7,2 км/с.

Группа волн, преломленных на подошве земной коры, обычно характеризуется слабой интенсивностью, невыразительной формой записи и неустойчивой длительностью. Граничные скорости лежат в среднем в пределах 7,6—8,4 км/с.

Третья группа колебаний на рассматриваемых расстояниях доминирует по интенсивности. Однако кинематические характеристики ее весьма нечеткие.

В табл. 4 показаны главные особенности волновой картины, регистрируемой в области первых вступлений на профилях, расположенных в пределах обособленных по геоморфологическим и геофизическим признакам провинций. При сопоставлении табличных данных оказывается, в частности, что рассматриваемые провинции существенно различаются и по сейсмическим характеристикам, которые отражены в основных чертах волнового поля.

Анализ полученных данных позволяет выявить и описать те структурные элементы разрезов земной коры, которые формируют волновые поля при проведении ГСЗ в различных районах Южно-Охотского сектора.

## Глава IV

### СХЕМА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ МОРСКОГО ГСЗ

#### § 1. УЧЕТ ВЛИЯНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА РЕГИСТРИРУЕМОЕ ВОЛНОВОЕ ПОЛЕ

Морскими сейсмическими исследованиями в различных регионах переходной зоны установлено, что верхняя часть глубинного разреза земной коры обладает довольно сложным строением (Зверев, 1964а, б; Зверев, Мерклин, 1966; Зверев, Тулина, 1970; Строение земной коры..., 1964; и др.).

Строение осадочного чехла Южно-Охотского сектора переходной зоны интенсивно изучается методом отраженных волн (МОВ) при детальных и региональных исследованиях на нефть и газ на шельфовых участках, а также при работах с научно-исследовательскими целями.

Наиболее детально изучены осадки Татарского пролива. По результатам сейсмических исследований чехол в проливе расчленяется на верхнюю слоистую толщу и нижнюю плотную однородную толщу. Подошвой последней служит эрозионная поверхность древнего фундамента (преломляющая граница  $d^k$ ). Вдоль профилей МОВ наблюдается горизонтальная неоднородность верхних отложений. В нижней, «немой», толще отражающих площадок не замечено. Отражения, связанные с поверхностью фундамента, следятся на значительных интервалах.

При приближении профилей МОВ к береговой черте происходит резкое сокращение мощности осадков в основном, по-видимому, за счет нижней — «немой» — толщи. В свою очередь, верхняя слоистая толща подразделяется на две, нижняя из которых резко дислоцирована. Подобное деление осадочных отложений на верхнюю слоистую и нижнюю однородную наблюдается и на субширотном профиле IX (рис. 22).

В пластовых скоростях осадочная толща Южно-Охотской впадины характеризуется следующими данными: верхний слой мощностью около 100—150 м имеет скорость порядка 1,0—1,2 км/с; подстилается он также

Таблица 4

Геопровинция	Индекс волн	Интервал регистрации, км	Длительность группы, с	Форма колебания	$V^*$ , км/с	$V_r$ , км/с	$f$ , Гц		$\alpha_{эф}$
							морские	наземные	
Татарский пролив	$P^o$	До 18—30	0,6—08	2—3-фазные	4,2—5,3	4,8—5,2	4—5	8—10	
	$P_{1-3}^k$	20—90			5,7—7,0	6,2—6,4			
	$P^m$	90—110	1,0	5-фазные	7,7—9,0	8,2			
Сахалин и его шельф	$P^{oc}$	До 5 0—27	0,3—0,5		1,7—2,5	3,6; 4,2; 5,2		8	
	$P^o$				3,5—5,5				
	$P_{3,4}^k$	27—100	5,7—7,5	6,2—6,4					
	$P^m$	100—240	1,0	5-фазные	7,8—9,0	8,2			
Глубоководная Охотская котловина	$P_3^k$	15—60	0,8—1,2	Квазисинусоида	6,6—7,4	6,8—7,2	4	13	$2 \cdot 10^{-2}$
	$P^m$	40—160	0,8—1,0		7,6—8,3	7,8—8,0	4,8	$0,9 \cdot 10^{-2}$	
Прикуршльская область	$P^o$	До 10			3,0—3,6	3,2			
	$P_{2-5}^o$	10—50			3,6—5,6	4,2; 5,0			
	$P_3^k$	30—70			5,5—6,8	6,2—6,4			
	$P_3^m$	50—70			6,8—9,0	7,6—8,0			
Область глубоководного желоба	$P_{2,3}^k$	До 55—65	0,5—0,8	Простые 3-фазные	5,7—6,6	6,3—6,4	5—7,5		$4—7 \cdot 10^{-2}$
	$P^m$	55—65	0,5—1,0	Наиболее простая квазисинусоида, 3—4 максимума	6,9—11,0	8,0	5—7,5		$1,5—3 \cdot 10^{-2}$
Океаническое плато	$P_{2,3}^k$	До 45	1	2—3-фазные	6,3—6,8	6,6			
	$P^m$	40—170			7,4—9,4	7,8—8,2			

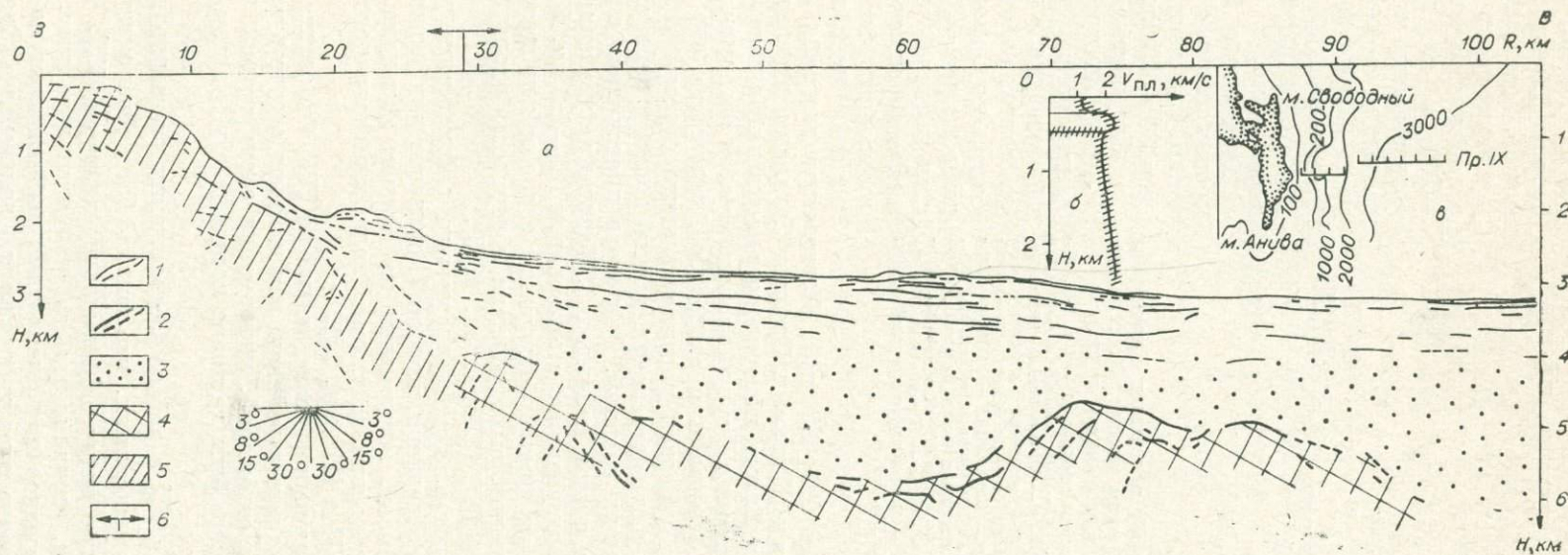


Рис. 22. Профиль IX (данные непрерывного профилирования МОВ С. С. Слеговского).

*a* — структура верхней части разреза земной коры: 1, 2 — отражающие площадки разной надежности; 3 — акустически однородная толща; 4 — фундамент осадочных образований; 5 — уплотненные или вулканогенные породы; 6 — стыковка двух участков профиля. *б* — зависимость  $V_{пл}(H)$ , *в* — схема расположения профиля на батиметрической основе.

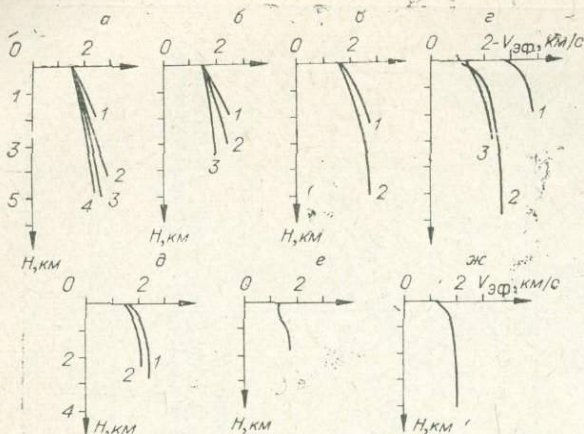


Рис. 23. Графики  $V_{эф}(H)$  в рыхлых отложениях по данным МОВ (материалы автора, М. Х. Лившица, С. С. Снеговского и др.).

а — северная часть Татарского пролива (1 — Пр. I-3, 2 — Пр. II-В, 3 — Пр. III-В, 4 — Пр. III-3); б — южная часть Татарского пролива (1 — Монеронское поднятие, 2 — синклиналичная зона, 3 — западный участок); в — Тымь-Поронайская депрессия (1 — на бортах, 2 — в центральной зоне); г — Южный Сахалин (1 — районы станций «Светлое», «Ловецкое», «Тамбовское», «Южное» и др., 2 — районы станций «Петропавловское», «Охотское», «Кулики» и др., 3 — районы станции «Ай»); д — залив Терпения (1 — Пр. X, 2 — Пр. I-М); е — Курильская котловина (Пр. I-М, Пр. 2-И); ж — Восточно-Курильский склон (Пр. VII, Пр. VIII).

находится в пределах  $2,0 \pm 0,2$  км/с. Повышенные значения  $V_{эф}$  на этой глубине наблюдаются на Южном и Среднем Сахалине, в северной части Татарского пролива, в области Монеронского поднятия. Пониженные значения  $V_{эф}$  выявлены в районе о. Итуруп, в западной части Татарского пролива.

Дополнительные сведения о скоростной характеристике осадочной толщи на наземных участках рассматриваемого сектора получены по данным о скоростях распространения прямой волны в районах расположения регистрирующих станций. Для этого проводились специальные работы со сгущением систем наблюдений. Взрывы на удалениях от станций до 15—20 км производились с интервалом 0,5—1,0 км. Кроме того, использовались данные прямых измерений скоростей продольных волн в образцах горных пород, выходящих на поверхность вдоль линий расположения профилей ГСЗ (Скорикова, 1965).

В качестве примера, характеризующего сейсмические материалы, используемые для определения скоростей, приведен ряд сводных сейсмограмм ближних взрывов, полученных на Южном Сахалине (рис. 24), и сводки годографов первых вступлений волн, зарегистрированных станциями на профилях II и III (рис. 25).

При проведении морских исследований по ГСЗ без специальных наблюдений отраженных волн в районах, для которых отсутствуют сведения о характере рыхлых отложений, информация о скоростных параметрах осадочного чехла может быть частично получена в результате обработки материалов ГСЗ.

Оценка значения  $V_{эф}^{ос}$  в районе расположения регистрирующих станций делается в предположении, что запись ближайшего взрыва представляет собой прямую волну. Минимальное значение  $V_{эф}^{ос}$ , определенное таким способом, принимается за наиболее вероятное. Основным методом изучения осадков при дискретных наблюдениях по ГСЗ является анализ многократно отраженных волн в водном слое (Зверев, 1965).

гонким слоем пород (200—300 м), скорость в которых больше 2,0 км/с и, возможно, достигает 3,0 км/с; под этим слоем залегают отложения мощностью 150—200 м со скоростью, возрастающей к ее основанию; у ее кровли скорость равна 1,8—2,0 км/с. Максимальная мощность этой толщи достигает 4 км, а возможно, и более. На глубине около 1300 м от кровли нижнего слоя значения  $V_{пл}$  лежат в интервале 2,0—2,5 км/с.

Скоростные разрезы  $V_{эф}(H)$ , построенные по данным непрерывного профилирования МОВ для различных районов Южно-Охотского сектора, приведены на рис. 23. Отмечается наличие чехла рыхлых осадков, скорость  $V_{эф}$  в которых на глубине порядка двух километров

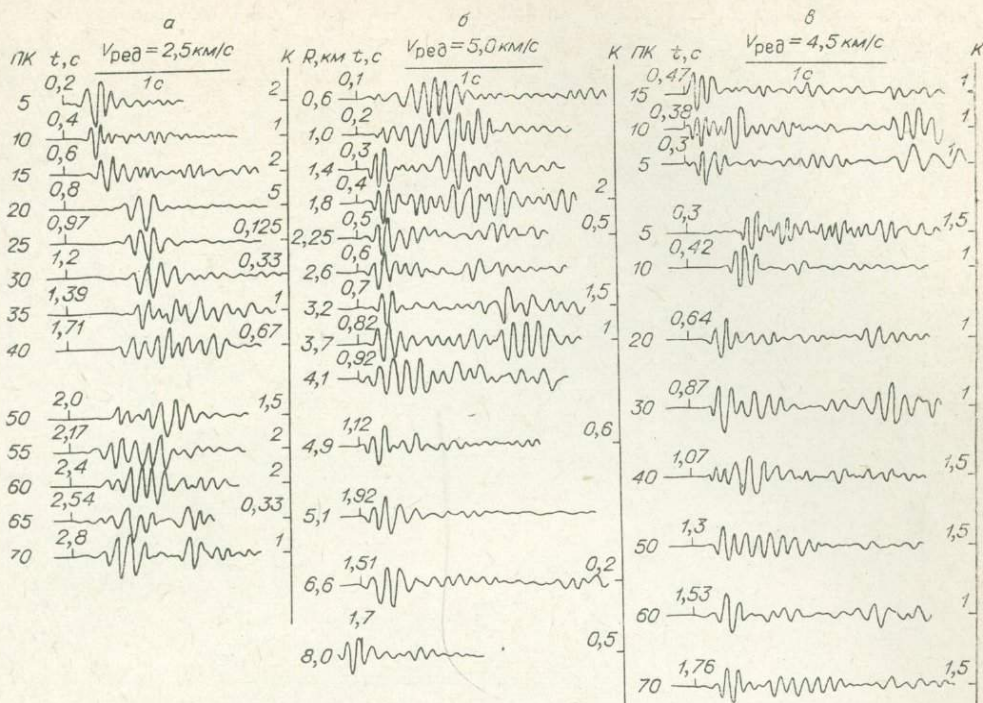


Рис. 24. Сводные сейсмограммы ближних взрывов для наземных станций (Южный Сахалин).

а — «Ай» (юг); б — «Светлое» (север); в — «Южное».

На отдельных участках профилей 1-М, 1-0, 6-М, 6-0 свойства осадочной толщи были изучены таким способом до глубины 0,5—0,8 км. Скорость  $V_{\text{эф}}^{\text{ос}}$  при этом не превышала 1,83 км/с (Строение земной коры., 1964). На профилях 21, 22, 23, Т-3, Т-4, Т-5, Г-6 значения скоростей, определенные различными способами, лежат в пределах 1,6—1,83 км/с.

Схема изопахит рыхлых осадков Южно-Охотского сектора переходной зоны представлена на рис. 26. Основной фон создается изолиниями 2—4 км. На этом фоне в юго-западной, центральной, южной, восточной и юго-восточной частях рассматриваемого района наблюдается уменьшение мощности осадочного чехла. Изолинией 1,0 км на юго-западе намечается Монеронский выступ. Через центр площади с запада на восток — северо-восток по изолинии 3,0 км отмечается увеличенная мощность рыхлых отложений. В районе, расположенном к юго-востоку от о. Иту-

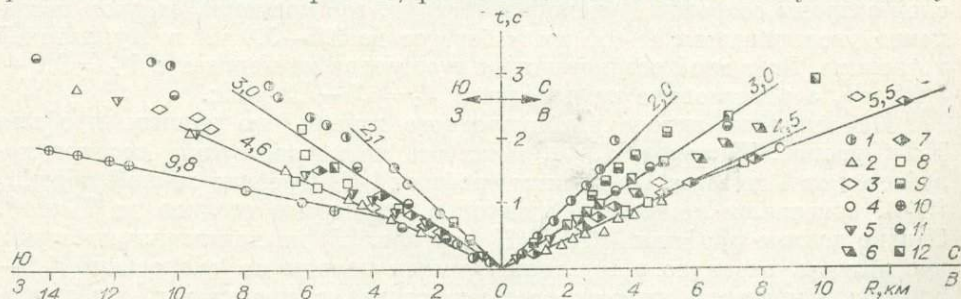


Рис. 25. Годографы первых волн, зарегистрированных наземными станциями от ближних взрывов.

1 — «Ай», 2 — «Светлое», 3 — «Островское», 4 — «Сокол», 5 — «Озерское», 6 — «Южное», 7 — «Тамбовское», 8 — «Ловецкое», 9 — «Петропавловка», 10 — «Свободный», 11 — «Охотское», 12 — «Кулики».

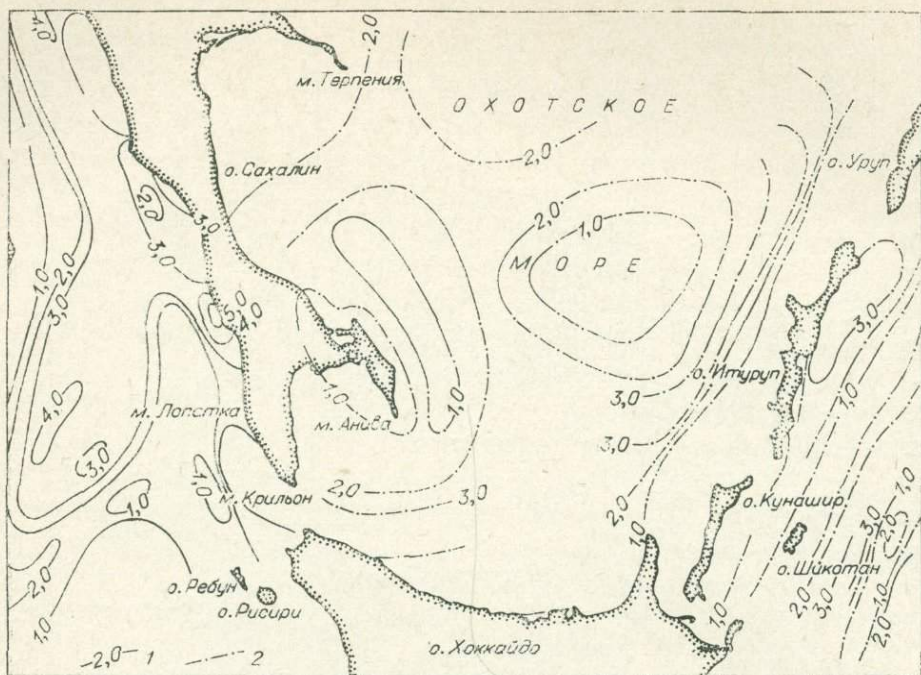


Рис. 26. Схема изопахит рыхлых осадков.  
1 —  $H < 1$  км; 2 —  $H > 3$  км.

руп, можно выделить два локальных участка минимума и максимума мощности осадков. Зона минимума или полного отсутствия рыхлых осадков, оконтуренная изопахитой 0 км, протянулась узкой полосой от о. Шикотан вдоль о. Итуруп по хребту Витязя, являющемуся подводным продолжением Малой Курильской гряды. Подошвой этих рыхлых осадков являются породы со скоростями от 3,6—4,2 км/с у берегов о. Шикотан до 4,5—5,0 км/с на траверсе о. Итуруп.

Между подводным хребтом Витязя и о. Итуруп наблюдается значительное увеличение мощности рыхлых отложений, т. е. прогиб в фундаменте, не отмеченный рельефом дна. Мощность осадков здесь достигает 3 км (см. ПР-VIII МОВ, рис. 27).

Акватория между островами Шикотан, Кунашир равномерно заполнена осадками, мощность которых не превышает 1 км и в общем соответствует рельефу дна. Такое же соответствие наблюдается и с охотской стороны островов Кунашир и Итуруп, где мощность осадков постепенно увеличивается от 0,5 км у берегов до 3,5—5,0 км в Курильской котловине. Этот слой осадков лежит у островов на породах с  $V_T = 3,6—5,0$  км/с, а в котловине на породах с  $V_T = 6,5—7,2$  км/с.

На западном склоне глубоководного желоба, по данным профиля Т-3 (Суворов, Жильцов, 1972), мощность низкоскоростных осадков колеблется от 1 до 2 км. По данным профиля 1-0 (Строение земной коры..., 1964), отмечается локальный участок с мощностью осадков до 7 км\*. Однако данные профиля МОВ VIII (см. рис. 27) не подтверждают прежние выводы, очевидно, в эту толщу вошли породы со скоростями 4,6—5,0 км/с, а мощность низкоскоростных осадков не превышает 2 км и подстилается, как и на профиле Т-3, породами со скоростями 4,8—5,2 км/с,

\* На этом участке по одиночному годографу не было получено достоверных сведений о  $V_p$  и  $V_T$ , что не могло не сказаться на результатах построений верхней границы сейсмического разреза.

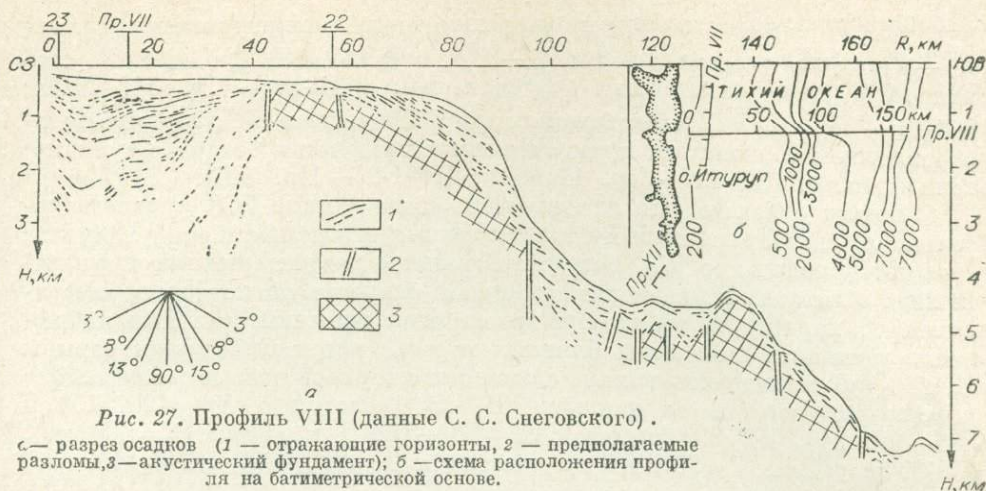


Рис. 27. Профиль VIII (данные С. С. Снеговского).

а — разрез осадков (1 — отражающие горизонты, 2 — предполагаемые разломы, 3 — акустический фундамент); б — схема расположения профиля на батиметрической основе.

которые на оси желоба размыты, а на восточном склоне замещены высокоскоростными породами с  $V_T = 6,4-6,5$  км/с и более.

Таким образом, выяснилось, что чехол рыхлых осадков обладает наиболее изменчивыми структурно-скоростными особенностями как в глубину, так и по площади исследований. Отдельные блоки осадочного чехла, сформированные в разных условиях осадконакопления, характеризуются перепадами мощности в пределах от 0 до 3—4 км и более, дифференциацией состава пород, их возраста и уплотнения ( $\bar{V}^{oc} = 1,5-3,0$  км/с), а также многообразием геометрических форм залегания границ раздела.

Естественно ожидать, что в морском ГСЗ, наряду с влиянием водного слоя (как зоны малых скоростей в сейсморазведке), непостоянство основных характеристик толщи рыхлых осадков (подобно зоне пониженных скоростей) искажающе влияет на волновое поле, формируемое в глубинных недрах земной коры и на ее подошве.

Оценки показывают, что: а) ошибка в определении  $\bar{V}^{oc}$  на  $+0,5$  км/с при  $\bar{V}^{oc} = 2,0$  км/с приводит при расчете мощности осадочного слоя по известному  $t_0^{отр} \approx 2,0$  км/с к ее завышению на величину  $\Delta H \approx 0,5$  км; б) учет локального возрастания мощности рыхлого слоя, имеющего  $\bar{V}^{oc} = 2,0$  км/с, на величину  $\Delta H = 1,0$  км приводит к завышению времен регистрации глубинных преломленных волн, а также их значений  $t_0^{пол}$  и взаимного времени на величину  $\Delta t \approx 0,5$  с, которая при определении глубины залегания преломляющих границ в земной коре (при средней скорости в ней  $\bar{V} = 5,0-6,0$  км/с) вносит ошибку, равную  $\Delta H \approx 2,5-3,0$  км; в) если мощность осадков на участке профиля в 20 км (а на некоторых профилях даже на участке 3—5 км) более или менее плавно меняется на величину до 2,0 км, то такие локальные перепады мощности осадочных отложений приводят на соответствующих участках годографов ГСЗ к искажению  $V^*$  головных волн на величину порядка  $\Delta V^* \approx 0,05-0,35$  км/с.

Эти источники погрешностей в своей совокупности приводят при сейсмических построениях по данным морского ГСЗ к ошибкам, которые зачастую превышают допустимые ошибки метода, и их следует избегать. Сделать это, как показывает практика, возможно путем повышения точности интерпретации материалов ГСЗ на основе учета фактических данных о структуре и скоростных характеристиках рыхлых осадков.

Сопоставление данных МОБ, ГСЗ и геологии (Лившиц, 1972; Чиков и др., 1970; Юнов, Тихомиров, 1968; и др.) по ряду профилей показывает

удовлетворительное совпадение преломляющих промежуточных границ  $d_5^o - d_4^k$ , соответствующих волне  $P_5^o - P_1^k$  с отражающей границей  $d^{\phi}$ , связанной с так называемым фундаментом (ПР-30 — Пр. III МОВ; ПР-18 — Пр. V, VI), а выделяемые при ГСЗ границы  $d_{1-4}^o$  соответствуют отражающим горизонтам, приуроченным к разделам в осадочно-вулканогенной толще (ПР-18 — Пр. II МОВ; ПР-1-0 — Пр. VII).

Следует отметить, что для случаев, когда данные ГСЗ удовлетворительно описывают особенности толщ рыхлых отложений и ее фундамента (мощность толщ, ее  $V_{\phi}$ , поведение границы раздела рыхлых и уплотненных образований, значение граничной скорости на поверхности фундамента), характерно то, что при выполнении экспериментальных наблюдений удавалось записывать ближние от регистрирующей станции взрывы ( $R < 10$  км) и выделить волны, связанные с верхней частью разреза. Это хорошо подтверждается данными ПР-18 (участки с  $X^* = 100-150$  и  $350-450$  км), ПР-19 (участок с  $X = 100-180$  и в районе  $X = 300$  км), ПР-20 (в районе  $X = 25$  км и на участках с  $X = 270-300$  и  $330-450$  км) и другими.

В других случаях, как видно из рис. 28, на подавляющем большинстве разрезов, построенных по данным ГСЗ (например: ПР-18 на участке от 0 до 170 км; ПР-19 на участке до 0 до 100 км; ПР-20 на участке с  $X = 50-150$  км; ПР-27 и другие), первой в разрезе прослежена граница, залегающая на глубинах 4-6 км и более и подстилающая собой верхнюю толщу со средними скоростями около 3 км/с и более. Граничные скорости вдоль нее чаще всего составляют величины порядка 6 км/с и более. Эти границы, как правило, залегают ниже подошвы рыхлых осадков, которая не выделяется малодетальными наблюдениями ГСЗ. При этом данные МОВ позволяют учесть структурно-скоростные характеристики верхней части разреза, в какой-то степени восстановить волновую картину в начальной части сейсмограмм и положение нижних границ фундамента рыхлых осадков и рассчитать его пластовые скорости в районе расположения регистрирующих станций.

Что касается данных ГСЗ на удаленных от станций участках, то здесь необходимо учитывать локальные изменения мощности осадочного чехла, которые характеризуются значительными перепадами.

Таким образом, сведения о распределении структурно-скоростных характеристик рыхлых отложений по площади Южно-Охотского сектора (см. рис. 23, 26) не только представляют специальный интерес, но и способствуют уточнению наших представлений о глубинном строении района исследований. Ниже, в разделе «Сейсмические построения», мы покажем это на некоторых примерах.

В глубоководных частях акваторий, где глубинность исследований МОВ недостаточна для прослеживания границы, связанной с древним фундаментом, возникают определенные затруднения в учете осадочной толщи при интерпретации материалов ГСЗ. Эти затруднения частично преодолеваются введением искусственных поверхностей, к которым приводятся системы наблюдений.

В данной работе за поверхность приведения наблюдений принята подошва рыхлых осадков, которая в ряде мест отождествляется с кровлей древнего фундамента, а в глубоководных районах она условно наносится на той глубине, на которой, по данным МОВ, проходит раздел между рыхлыми отложениями и их «акустически прозрачным» основанием.

Наблюденные годографы приводятся к поверхности морского дна обычно (Строение земной коры..., 1964) с помощью поправки  $\Delta T^B = \Delta t_{вз}^B + \Delta t_{ст}^B$ , где  $\Delta t_{вз}^B$  — поправка за глубину моря под пунктом взрыва;

\* Здесь и далее символом  $X$  обозначается расстояние от начала профиля до рассматриваемого на нем пункта.

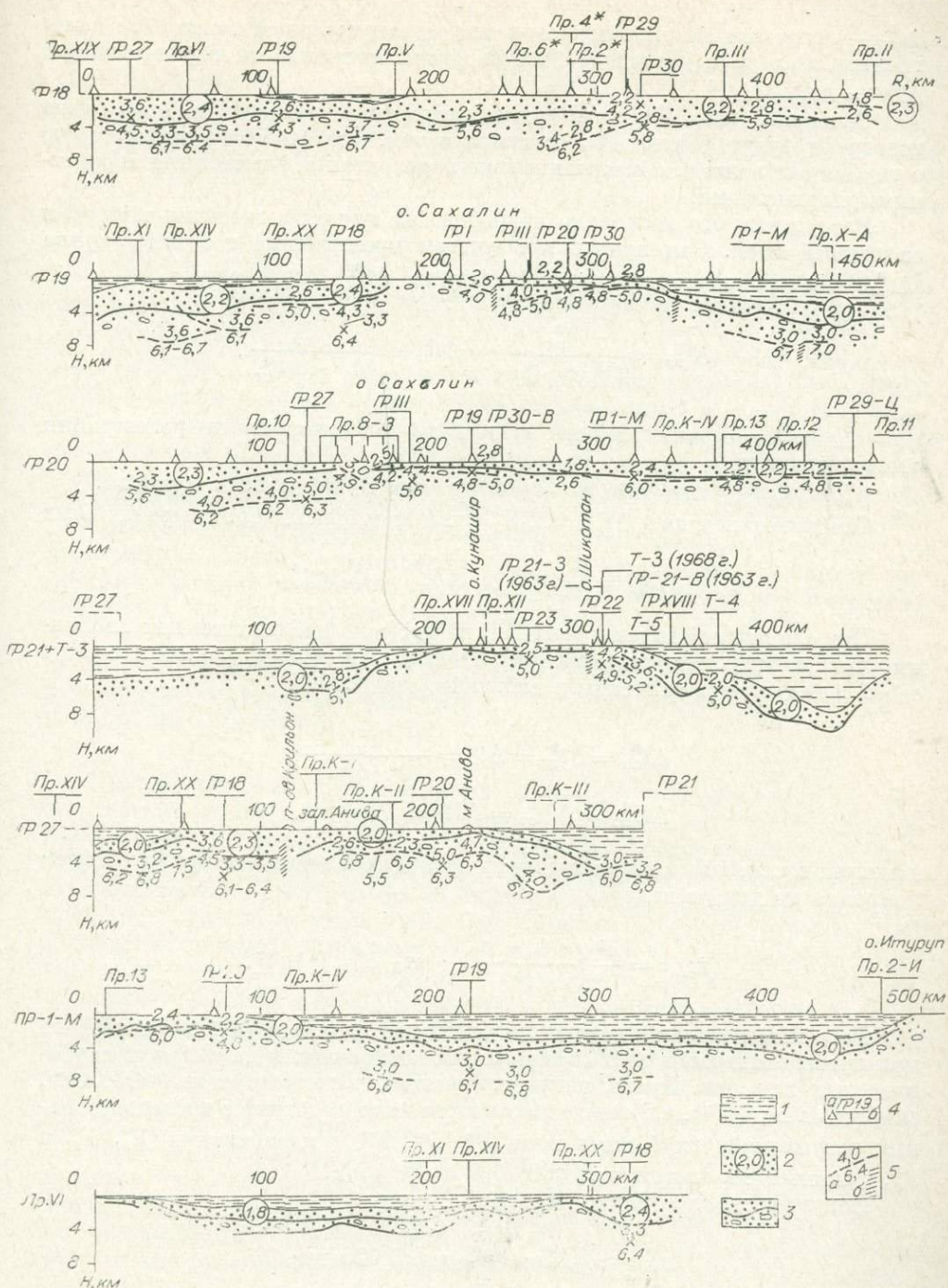


Рис. 28. Схематические разрезы толщи рыхлых осадков по ряду профилей ГСЗ. 1 — водный слой; 2 — рыхлые отложения; 3 — осадочно-вулканогенные образования; 4 — пункты расположения регистрирующих станций ГСЗ (а) и секционные профили (б); 5 — верхняя граница раздела по данным ГСЗ (а) и предполагаемые разломы (б).

$\Delta t_{\text{ст}}^{\text{B}}$  — поправка за глубину моря под регистрирующей станцией. Аналогичным образом в данной работе вводится поправка за рыхлые осадки  $\Delta T^{\text{ос}} = \Delta t_{\text{вз}}^{\text{ос}} + \Delta t_{\text{ст}}^{\text{ос}}$ .

Очевидно, что  $\Delta T^{\text{B}}$  и  $\Delta T^{\text{ос}}$  для различных участков наблюдаемого годографа будут различными в связи с тем, что он несет информацию о глубинных волнах, образованных на горизонтах с различными скоростными параметрами.

Рассмотрим это несколько подробнее на примере введения поправки за водный слой. Эти поправки с учетом преломления в пункте взрыва ( $\Delta t_{\text{вз}}^{\text{B}}$ ) и в районе регистрирующей станции ( $\Delta t_{\text{ст}}^{\text{B}}$ ) имеют вид

$$\Delta t_{\text{вз}}^{\text{B}} = \frac{l_{\text{вз}}^{\text{B}}}{V^{\text{B}} \cdot \cos i_{\text{вз}}^{\text{B}}}; \quad \Delta t_{\text{ст}}^{\text{B}} = \frac{l_{\text{ст}}^{\text{B}}}{V^{\text{B}} \cdot \cos i_{\text{ст}}^{\text{B}}},$$

где  $l_{\text{вз}}^{\text{B}}$  и  $l_{\text{ст}}^{\text{B}}$  — мощности слоя воды в пунктах взрыва и регистрации соответственно;

$i_{\text{вз}}^{\text{B}}$  и  $i_{\text{ст}}^{\text{B}}$  — углы выхода сейсмических лучей в этих пунктах.

Сейсмические сносы  $\Delta R_{\text{вз}}^{\text{B}}$  и  $\Delta R_{\text{ст}}^{\text{B}}$  при этом описываются выражениями

$$\Delta R_{\text{вз}}^{\text{B}} = l_{\text{вз}}^{\text{B}} \text{tg} i_{\text{вз}}^{\text{B}}; \quad \Delta R_{\text{ст}}^{\text{B}} = l_{\text{ст}}^{\text{B}} \text{tg} i_{\text{ст}}^{\text{B}}.$$

При одинаковой глубине моря ( $l^{\text{B}}$ ) на профиле наблюдения как поправки, так и значения сейсмических сносов становятся равными между собой и могут быть записаны в следующем виде:

$$\Delta t_{\text{вз}}^{\text{B}} = \Delta t_{\text{ст}}^{\text{B}} = \Delta t^{\text{B}} = \frac{l^{\text{B}}}{V^{\text{B}} \cdot \cos i^{\text{B}}};$$

$$\Delta R_{\text{вз}}^{\text{B}} = \Delta R_{\text{ст}}^{\text{B}} = \Delta R^{\text{B}} = l^{\text{B}} \cdot \text{tg} i^{\text{B}},$$

а погрешности, вносимые в годограф при исправлении его без учета преломления на дне, в виде

$$[m_{\Delta t^{\text{B}}} = \frac{l^{\text{B}}}{V^{\text{B}}} \left( \frac{1}{\cos i^{\text{B}}} - 1 \right); \quad m_{\Delta R^{\text{B}}} = l^{\text{B}} \text{tg} i^{\text{B}}.$$

Рассчитаем величины этих погрешностей для случая, характерного при проведении работ по ГСЗ в морских котловинах и на склонах глубоководных желобов. Пусть, например, мощность водного слоя  $l^{\text{B}} \approx 3,0$  км, скорость в воде  $V^{\text{B}} \approx 1,5$  км/с и рассматривается годограф с последовательным вступлением глубинных волн  $P^{\text{о}}$ ,  $P^{\text{к}}$ ,  $P^{\text{м}}$  с параметрами  $V_{\text{Г}}^{\text{о}}$ ,  $V_{\text{Г}}^{\text{к}}$  и  $V_{\text{Г}}^{\text{м}}$ , равными соответственно 5,0; 6,5 и 8,0 км/с.

Получаются следующие оценочные данные:

$$m_{\Delta t^{\text{B}}}^{\text{о}} \approx 0,05 \text{ с}; \quad m_{\Delta R^{\text{B}}}^{\text{о}} \approx 0,025 \text{ км};$$

$$m_{\Delta t^{\text{B}}}^{\text{к}} \approx 0,03 \text{ с}; \quad m_{\Delta R^{\text{B}}}^{\text{к}} \approx 0,009 \text{ км};$$

$$m_{\Delta t^{\text{B}}}^{\text{м}} \approx 0,01 \text{ с}; \quad m_{\Delta R^{\text{B}}}^{\text{м}} \approx 0,001 \text{ км}.$$

Наибольшие величины погрешностей, вносимых при введении поправок за воду без учета преломления на дне, характерны для волн  $P^{\text{о}}$ . Для каждого одиночного наблюдения в рассматриваемом случае они достигают по времени 0,1 с, по сейсмическому сносу 0,05 км, что примерно в 5 раз (и это следует учитывать) превышает графические ошибки при построении наблюдаемого годографа.

Для волн  $R^M$  погрешности  $m_{\Delta L}^M$  и  $m_{\Delta R}^M$  не имеют существенного значения при исправлении годографа за водный слой с мощностью до 3 километров.

При сейсмических наблюдениях в океане и в глубоководных желобах, где мощность водного слоя достигает 6—9 км, а также в районах со сложным рельефом дна, последние из рассмотренных погрешностей могут достигать весьма значительных величин, которыми пренебрегать нельзя.

Переходя к поправкам за толщину рыхлых осадков, можно отметить, что преломление на их подошве следует учитывать при мощности 1,0 км, в чем не трудно убедиться, выполнив выкладки, аналогичные приведенным выше.

В данной работе системы наблюденных годографов ГСЗ, исправленные за водную толщину (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1962, 1971; Строение земной коры..., 1964), приводились к опорной поверхности с использованием схемы изопахит (см. рис. 26) и скоростных разрезов (см. рис. 23). Поправки за водный слой и толщину рыхлых отложений вводились с учетом преломления на дне и подошве осадочного чехла. На профилях общей протяженностью около 4 тыс. км исправлены за рыхлые осадки линии годографов суммарной длиной более 9,5 тыс. км. Эти годографы в дальнейшем использовались для получения сведений о скоростных разрезах и моделях глубинной среды, а также для построения глубинных границ раздела.

## § 2. РАСЧЕТ СКОРОСТНЫХ РАЗРЕЗОВ И МОДЕЛЕЙ ГЛУБИННОЙ СРЕДЫ

При сейсмических исследованиях результаты интерпретации во многом зависят от изученности скоростного разреза среды. Необходимость наиболее быстрого получения точных данных о распределении по глубине средних скоростных характеристик среды с использованием совокупности большого количества экспериментальных материалов является одной из актуальных задач ГСЗ. Последняя не может быть решена без применения аппарата вычислительной математики и статистики, которые позволяют определить необходимые параметры с точностью, ограниченной лишь точностью исходных данных о координатах  $t$  и  $R$  вступлений сейсмических волн. Эффективность обобщения сейсмических данных статистическими методами по всей дальневосточной части переходной зоны убедительно показана работами И. Н. Галкина (1968 и др.). Его идея и результаты использованы при анализе материалов ГСЗ по отдельным регионам Южно-Охотского сектора. Скоростные характеристики осадочных отложений на Южном Сахалине изучены в результате проводившихся здесь сейсморазведочных работ МОВ, КМПВ, сейсмокаротажа скважин и определения упругих свойств образцов горных пород, собранных по профилям ГСЗ. На акваториях Татарского пролива, Охотского моря и Прикурильской зоны Тихого океана данные о скоростях в осадочной толще получены как специальными исследованиями МОВ (Зверев, 1964а, б; Зверев, Мерклин, 1966; Снеговской, 1970), так и в результате обработки сейсмограмм ГСЗ известными способами (Жильцов, 1970; Справочник геофизика, 1966).

Источником информации о скоростных характеристиках глубинного разреза консолидированной земной коры служили годографы головных в отраженных волн. При расчетах использовались формулы и способы, описанные в работах Н. Н. Пузырева (1963), О. К. Кондратьева и А. Г. Гамбурцева (1963), А. В. Егоркина, И. П. Косминской, Г. Н. Парийской, С. В. Чибисова и других авторов (Справочник геофизика, 1966).

В практике интерпретации сейсмических материалов исследователи применяют целый ряд скоростных характеристик для описания волнового поля и сейсмогеологического разреза. Определим те скоростные параметры, которые использованы в данной работе:  $\bar{V}$  — средняя скорость в слоистой покрывающей толще, вычисленная по вертикали;  $V_{эф}$  — эффективная скорость в покрывающей толще, вычисленная при допущениях ее однородности по годографам отраженных или преломленных волн;  $V_{л}$  — лучевая скорость в слоистой покрывающей толще, вычисленная вдоль сейсмического луча (с углом выхода  $i \neq 0$ );  $V_{пл}$  — пластовая скорость в слое или пакке слоев, незначительно различающихся скоростными характеристиками;  $V^*$  — кажущаяся скорость, определяемая по элементу годографа любой волны из соотношения  $V^* = \frac{\Delta R}{\Delta t}$ ;  $V_{г}$  — граничная скорость, с которой головная волна распространяется в верхнем тонком слое преломляющей толщи;  $V_{ист}$  — истинная скорость, с которой рефрактированная волна распространяется на глубине максимального проникания луча;  $V_{р}$  — расчетная скорость, принятая при построении сейсмического разреза.

Лучевая скорость ( $V_{л}$ ) в реальной слоистой среде всегда больше средней и изменяется с расстоянием, так как по мере удаления от пункта взрыва (ПВ) волна все большую часть пути проходит в слоях с повышенной скоростью. Характер изменения значений лучевых скоростей с расстоянием зависит от распределения скоростей с глубиной.

Для оценки величины расхождения между лучевыми и расчетными скоростями рассмотрим в качестве примера модель консолидированной коры со структурно-скоростными параметрами, характерными для сейсмических разрезов, встречающихся в переходной зоне (Строение земной коры..., 1964; Суворов и др., 1970; Суворов, Жильцов, 1972; и др.), и систему встречных годографов головных и отраженных волн, рассчитанных в лучевом приближении (рис. 29, а, б). Сравним значения средних и граничных скоростей, полученных упомянутыми способами (см. рис. 29, в), с заданными для модели скоростными параметрами. При этом обращается внимание на то, что в данном случае при решении обратной задачи интерпретация волнового поля проведена безошибочно.

Средняя скорость  $\bar{V}(R)$  до границы  $d_2^M$  вдоль профиля меняет свою величину примерно от 6,1 км/с ( $R=20$  км) до 5,6 км/с ( $R=140$  км). Кривая  $V_{л}(R)$ , рассчитанная по лучам выхода прямой и встречной систем, лежит несколько выше кривой  $\bar{V}(R)$ . При этом разница  $(V_{л} - \bar{V})R$  не превышает 0,1—0,15 км/с, что находится в пределах ошибок определения расчетных скоростей в методе точечных зондирований и не может существенно повлиять на точность сейсмических построений. Задача состоит в том, чтобы по наблюдаемым годографам найти  $V_{р}(R)$ , близкую  $\bar{V}(R)$  или  $V_{л}(R)$ , и определить характер изменения ее вдоль профиля.

На рис. 30, в представлены результаты определения  $V_{эф}$  известными способами: по координатам начальной точки головных волн, по координатам выхода волны в первые вступления, способом О. К. Кондратьева. Как видно из сопоставления приведенных данных, первые два способа в пределах графических ошибок дают одинаковые значения  $V_{эф}$  для толщи земной коры. Значения  $V_{эф}=6,0-5,9$  км/с по прямому годографу и  $V_{эф}=5,5$  км/с по встречной системе близки к пределам, в которых варьирует  $\bar{V}(R)$ , но несколько занижены (не более чем на 0,1 км/с) относительно их. Кривые  $V_{эф}(R)$ , рассчитанные третьим способом, хорошо подчеркивают точки излома годографов первых вступлений и в этих точках характеризуются значениями, которые близки к пределам изменения  $V_{л}$ .

Однако за точками излома кривые  $V_{эф}(R)$  характеризуются аномально высокими значениями, которые не менее чем на 0,5 км/с превышают максимальную величину  $V_{л}(R)$ .

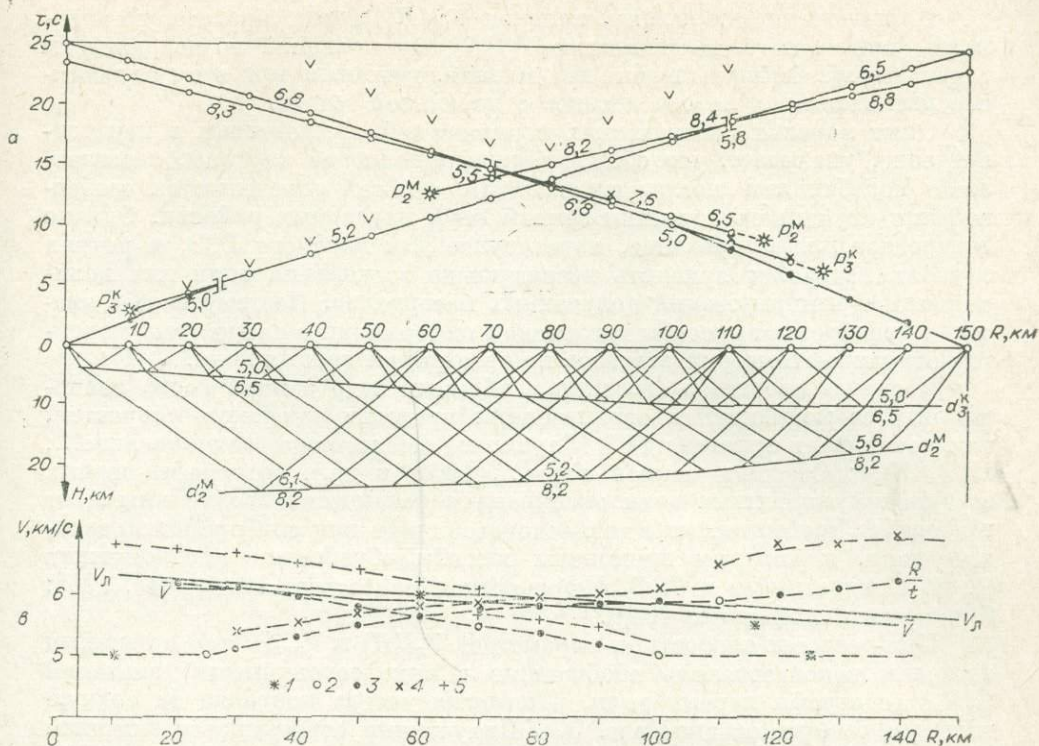


Рис. 29. Определение скоростных характеристик разреза.

а — система годографов; б — модель среды с лучевой схемой головных волн; в — скоростные характеристики, рассчитанные разными способами (1 — по координатам начальной точки, 2 — по координатам точки излома годографа, 3 —  $V_{\phi}(R) = \frac{R_n}{t_n}$ , 4 — 5 — способом О. К. Кондратьева: 4 — по прямому годографу; 5 — по встречному годографу).

Таким образом в случае сравнительно простых разрезов земной коры при определении расчетных скоростей для выполнения сейсмических построений упомянутые способы не имеют существенных преимуществ друг перед другом. Важно лишь иметь надежные координаты начальной точки головной волны или координаты ее выхода в первые вступления. Положение начальной точки определяется обычно по положению максимума амплитудной кривой, который приводит к завышению величин  $(R, t)_{нт}$ . При определении  $V_p$  таким способом относительная ошибка, по данным А. В. Егоркина (1966а, б), превышает 1,5—2,0%.

Положение точек пересечения годографов головных волн определяется с помощью графиков  $V^*(R)$  или  $V_{\phi}(R)$ , рассчитанных способом О. К. Кондратьева. В случае трехслойной среды величина  $V_{\phi} = R/t$  существенным образом зависит от характера скоростного разреза среды (соотношения  $V_{пл}$  и мощностей слоев, слагающих покрывающую толщу) и может значительно отличаться от лучевой скорости. Ошибки при этом могут быть как положительными, так и отрицательными. При быстром затухании преломленных волн за точку пересечения может быть принята точка, расположенная ближе к началу годографа головных волн. Величина ошибки определения  $V_{\phi}$  будет возрастать в случае малой скоростной дифференциации среды и уменьшаться при резкой скоростной дифференциации. В работах А. В. Егоркина (Егоркин, 1966а, б) показано, что в качестве  $V_p$  для построений по данным ГСЗ может быть использовано  $V_{\phi} = R/t$  в случае, если  $R \geq 1,7 X_{нт}$ . При  $R < 1,7 X_{нт}$  значения  $V_{\phi}$ , определяемые по точкам пересечения головных волн, регистрируемых при ГСЗ, всегда меньше величин  $V_p$  и относительные ошибки при этом не меньше 4—5%.

Для расчетов скоростных колонок  $V_{эф}(H)$  целесообразнее, по-видимому, пользоваться зависимостью  $V_{эф}(R)$ , вычисленной по координатам точки выхода волны в первые вступления, учитывая при этом ее взаимное расположение на оси абсцисс с начальной точкой.

Опыт морских сейсмических исследований, проведенных в переходной зоне, указывает, что общий характер волновой картины, насыщенность колебаниями последующей части записей определяются особенностями глубинного строения земной коры изучаемых районов. Однако дискретное профилирование, характерное для морского ГСЗ, в редких случаях позволяет привлечь последующие вступления волн для количественной интерпретации полученных материалов. Поэтому особое значение приобретают способы извлечения информации о скоростных характеристиках и геометрии разрезов по годографам первых волн.

В случае слоистого строения глубинных недр земной коры, значительных ее мощностей и ограниченных пределов изменения скоростей, как показывает практика ГСЗ (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1962, 1971; Строение земной коры..., 1964; и др.), годографы первых вступлений глубинных волн оказываются фактически неотличимыми от годографов преломленных в тонкослоистой среде или слаборефрагированных волн, к которым применены способы обработки, предложенные О. К. Кондратьевым и С. В. Чибисовым (Кондратьев, Гамбурцев, 1963; Справочник геофизика, 1966).

При расчетах скоростных параметров  $V_{эф}(H)$  и  $V_{ист}(H)$  по отдельным регионам использовались обобщенные в виде совокупности значений  $t_n(R_n)$  годографы первых волн, в которых учтена поправка за водную толщину и рыхлые осадки (рис. 30). Полученные совокупности значений сглаживались «скользящим осреднением» данных по временам и расстояниям (Гутер, Овчинский, 1962). Вычислялось среднее для  $k$  точек

значение расстояния и времени:  $\bar{R}_j = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k R_i$ ;  $\bar{t}_j = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k t_i$ . При  $n$  наблюдений вес каждой вычисленной точки равен  $g = \frac{k}{n}$ .

Операция осреднения повторялась через некоторые числа значений  $r < n$ . В нашем случае  $k=25$ ;  $r=5$  — для основной средней части профиля;  $k=5$ ;  $r=0$  — на его концах.

Вычисленная последовательность точек имеет меньшую в  $\sqrt{k-1}$  раз дисперсию по сравнению с исходной совокупностью и может быть представлена в виде кривых  $t(R)$ , являющихся осредненными годографами первых волн для глубинного разреза земной коры в данном районе исследований.

Полученные таким образом осредненные годографы изображены на рис. 30; они характеризуют (с запада на восток) присахалинскую часть Татарского пролива (V), Анивский залив (III), Восточно-Сахалинский шельф (IV), Курильскую котловину (I), Восточно-Курильский шельф (VI) и подводное продолжение Малой Курильской дуги (II).

Все годографы имеют форму, характерную для слабоградиентных сред, однако по положению их на плоскости  $t(R)$  можно не только отметить сходные черты строения, но и предположить различия в структуре разных частей консолидированной коры.

Одинаковое или очень близкое в среднем строение верхней части ее можно ожидать в двух группах сейсмических разрезов: 1) в районе, прилегающем к западному побережью Сахалина, и на Восточно-Итурупском шельфе; 2) в районах, характеризуемых годографами I—IV (см. рис. 30). Наиболее наглядно такой вывод подтверждается рис. 31, где осредненные годографы в редуцированном виде сведены на один планшет (а) и сопровождаются дополнительными данными о зависимости  $V_{эф}(R)$ , рассчитанной по этим годографам (б). В частности, сходство особенностей

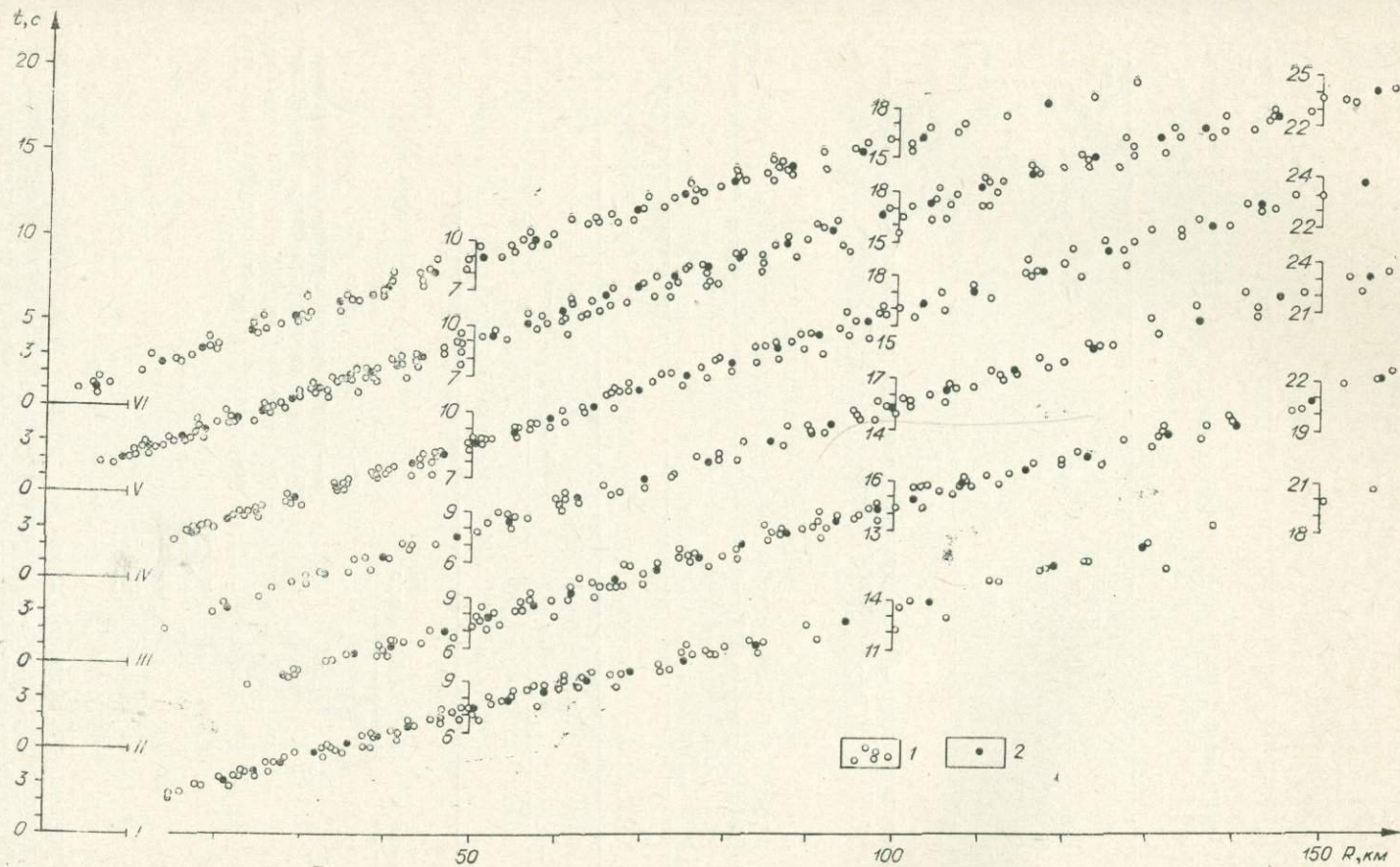


Рис. 30. Сводка годографов для ряда районов Южно-Охотского сектора.

1 — совокупность наблюдаемых значений  $t_n(R_n)$ , исправленных за водный слой и толщю рыхлых отложений; 2 — результаты осреднения. I — Курильская котловина, II — подводное продолжение Малой Курильской дуги, III — Анивский залив, IV — Восточно-Сахалинский шельф, V — Татарский пролив, VI — Восточно-Курильский шельф.

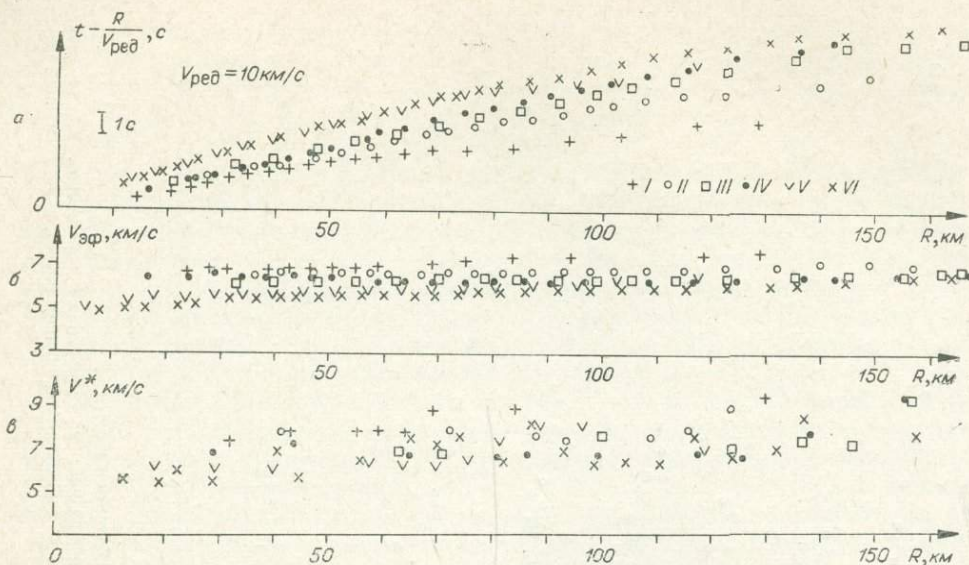


Рис. 31. Осредненные годографы в редуцированном виде (а) и зависимость  $V_{эф}(R)$  — б и  $V^*(R)$  — в. Названия районов I—VI см. на рис.30.

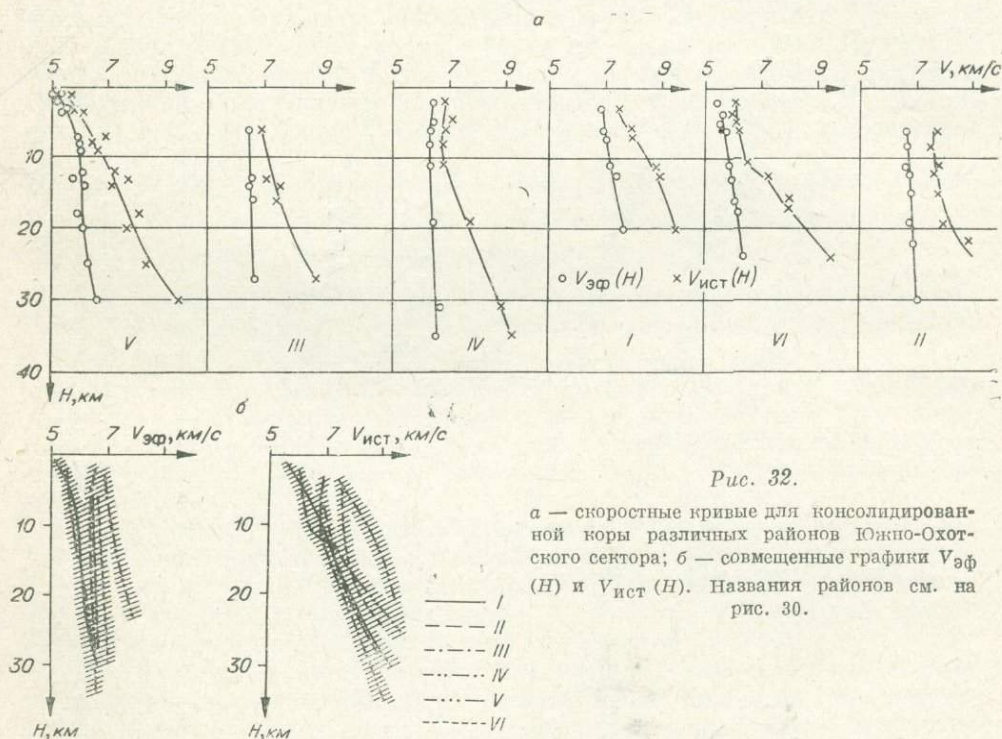


Рис. 32.

а — скоростные кривые для консолидированной коры различных районов Южно-Охотского сектора; б — совмещенные графики  $V_{эф}(H)$  и  $V_{ист}(H)$ . Названия районов см. на рис. 30.

строения консолидированной коры на средних горизонтах сохраняется в первой группе разрезов, а также в разрезах Анивского залива и Восточно-Сахалинского шельфа. Особым строением нижней части земной коры выделяются Курильская котловина и подводное продолжение Малой Курильской дуги.

Таким образом, в Южно-Охотском секторе следует ожидать по крайней мере четыре вида разрезов консолидированной коры, различающихся структурно-скоростными характеристиками.

При дальнейшей обработке осредненных годографов упомянутыми выше способами представляется возможным получить количественные данные о распределении по глубине эффективных  $V_{эф}(H)$  и истинных  $V_{ист}(H)$  скоростей и судить о возможном скоростном разрезе консолидированной коры рассматриваемых районов.

Результаты таких расчетов приведены на рис. 32. Совместный анализ полученных графиков указывает на сложное и многообразное строение глубинных недр земной коры Южно-Охотского сектора. Разброс значений  $V_{эф}(H)$  и  $V_{ист}(H)$ , достигающий 2,0 км/с практически на всех глубинах (рис. 32, б), а также различный характер изменения скорости с глубиной могут быть качественно объяснены лишь разными структурно-скоростными особенностями осадочно-вулканогенной толщи. Эти особенности рельефно выражены в приведенных графиках рис. 32, а.

При оценке точности скоростных колонок следует обратить внимание на то, что отклонение исходных значений  $t_n(R_n)$  от осредненного годографа  $t(R)$  в каждой из рассматриваемых совокупностей не превышает  $\pm 0,5$  с для расстояний от пункта регистрации 30—50 км и  $\pm 0,7$  с для расстояний 50—150 км. Максимальные пределы возможного изменения в определениях глубины ( $\Delta H$ ) и скорости ( $\Delta V$ ), обусловленные таким разбросом, не превышают  $\pm 3$  км для  $H$  и  $\pm 0,3$  км/с для  $V$ .

### § 3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВОЛН

Идентичные при морских сейсмических исследованиях методом ГСЗ условия возбуждения и регистрации сигналов, практически точечные источники и приемники колебаний, объективная калибровка усилительного тракта создают условия для получения амплитудных  $A(R)$  и частотных  $f(R)$  данных, несущих определенную информацию о внутреннем строении земной коры.

В работе рассматриваются колебания, зарегистрированные в примерно секундном интервале начальной части сейсмограмм. В первом цуге, который ограничен минимумами плавной огибающей, значения амплитуд снимались последовательно между соседними экстремумами разного знака, значения видимого периода — между соседними одноименными (положительными и отрицательными) экстремумами. Амплитуды и частоты относились к точкам профиля, характеризующимся расстояниями взрыв — прием.

Подобные амплитудные и частотные графики получены при исследованиях по ГСЗ в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; и др.). Рассматривая экспериментальные графики  $A(R)$ , можно отметить определенные особенности (см. рис. 34, а, в), которые отражены в протяженном или локальном характере аномалий. Первые, по-видимому, связаны с поглощающими свойствами среды, в которой распространяются головные волны, вторые — или с различного рода помехами при приеме колебаний, или с неоднородностями в исследуемой среде.

В данной работе главным образом анализируются кривые  $A(R)$  с ряда профилей, приведенные в работе «Глубинное сейсмическое зондирование...» (1971). Анализ проводится с целью выявления нарушений на границе раздела двух сред.

Мы не останавливаемся на вопросах устойчивости динамических характеристик при морском ГСЗ и точности их измерений; они подробно обсуждаются в работе И. Н. Галкина (1968). В результате исследования погрешностей, связанных с калибровкой усилительно-регистрирующего тракта, с гидрологическими и сейсмоакустическими условиями взрыва и приема колебаний, автор приходит к выводу о том, что с вероятностью 0,7 нельзя различать сигналы, отличающиеся по амплитуде в 1,2—1,6

фраза. Поэтому нами рассматриваются амплитуды только наиболее надежно выделенных головных волн, связанных с кровлей консолидированной коры  $d_{1-3}^k$  (они отмечены на кривых специальным знаком), к которым применены критерии из работы И. Н. Галкина (1968). Локальные аномалии амплитуд, обусловленные сменой волн, не рассматриваются. Другие аномалии предполагаются связанными с влиянием неоднородностей в разрезе на характер волнового сейсмического поля. Анализ строится на сопоставлении экспериментальных и полученных при сейсмическом моделировании амплитудных кривых  $A(R)$ . Для подтверждения выводов о выделяемой структуре привлекаются и другие характеристики волн: зависимость от расстояния частоты  $f(R)$ , кажущейся скорости  $V^*(R)$ , длительности дуга колебаний  $\Delta t_{ц}(R)$ .

При этом отдельные значения  $V^*$  определялись для каждой пары первых вступлений волн на соседних сейсмограммах ( $t_k, R_k$  и  $t_{k+1}, R_{k+1}$ ). База  $\Delta R = R_{k+1} - R_k$ , на которой определялась кажущаяся скорость, соответствует взрывному интервалу, принятому при производстве работ. В подавляющем большинстве случаев  $\Delta R = 5,5$  км. На графике  $V^*(R)$  отдельные значения  $V^*$  относились к точке с координатой  $R_k$ .

Известно, что при применении дискретных наблюдений, как это имеет место в морском ГСЗ, различного вида неоднородности в земной коре (сбросы, тонкие слои, характер слоистости) нечетко проявляются на годографах первых вступлений и в других кинематических особенностях волн. В то же время динамические характеристики (амплитудные, частотные и зависимость длины дуга волны от расстояния), связанные с волновыми свойствами распространения упругих колебаний, оказываются более чувствительными к упомянутым неоднородностям строения среды (Аверьянов, 1968; Файзуллин, 1967).

Поэтому представляет интерес попытаться использовать эти особенности динамических характеристик для увеличения объема информации о строении изучаемых разрезов. На этом пути привлекает внимание широко используемый в геофизике метод сравнительного анализа теоретических данных (или результатов лабораторных экспериментов) с материалами, полученными в натуральных условиях.

В результате моделирования сред с блоковой структурой (Аверьянов, 1968; Тэн Цзи-вень, 1963) получены следующие данные о разрешающих способностях интерпретации кинематических и динамических характеристик: 1) блок не проявляется на годографах первых вступлений при  $\Delta h/\lambda < 1$  и  $\Delta l/\lambda \leq 2$ ; 2) блок четко проявляется на амплитудных графиках при  $\Delta h/\lambda > 0,2$  и  $\Delta l/\lambda \geq 0,5$  ( $\Delta h$  и  $\Delta l$  соответственно вертикальные и горизонтальные размеры блока,  $\lambda$  — длина волны).

Из приведенных соотношений видно, насколько чувствительность динамических параметров при трассировании блока выше чувствительности кинематических характеристик. По-видимому, указанные пределы будут правдоподобными и в отношении других типов неоднородностей (ступеней, тонких слоев и т. п.).

Из других работ (Больших и др., 1961; и др.) известно, что амплитудные характеристики реагируют на скачок скорости в 0,15 км/с, в то время как скорости с разницей в 0,3 км/с кинематически не различимы.

Теоретическими и модельными исследованиями (Аверьянов, 1968; Файзуллин, 1967; и др.) выявлен и объяснен ряд закономерностей в поведении динамических характеристик, получены динамические критерии выделения волн, соответствующих тонким слоям с повышенной скоростью, блоковым включениям, слоистой покрывающей толще и волнам, дифрагированным на ступенях. Некоторые из этих критериев приведены на рис. 33 и использованы в данной работе при анализе волнового поля, зарегистрированного на профилях ГСЗ в районах, прилегающих к Южному Сахалину.

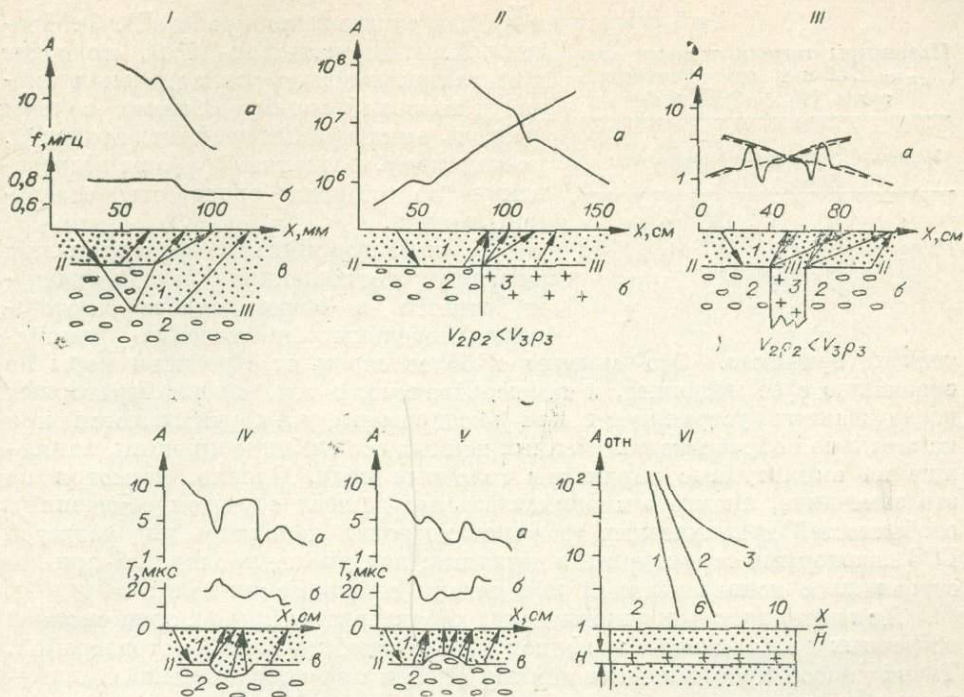


Рис. 33. Некоторые динамические характеристики головных волн при наличии нарушений в разрезе по данным модельных исследований.

I — амплитудные (а) и частотные (б) графики при наличии сброса под однородным слоем (е) (по И. С. Файзуллину, 1967); II — амплитудные графики при наличии вертикального контакта под слоем: а — графики  $A(R)$ , б — модель среды (по В. В. Кун, 1960); III — амплитудные графики при наличии блоковой структуры под слоем: а — графики  $A(R)$  (штриховой линией показана кривая при отсутствии блока), б — модель среды с лучевой схемой (по А. Г. Аверьянскому, 1968); IV — V — амплитудные кривые и графики изменения видимого периода с расстоянием для синклинали (IV) и антиклинали (V) структур под слоем: а —  $A(R)$ , б —  $T(R)$ , в — модель среды и лучевая схема (по А. Я. Дьячковой, 1963); VI —  $A(R)$  при наличии тонкого слоя в среде. Параметры слоя приведены в табл. 5 (по В. Ф. Червени и А. М. Епинатьевой, 1968).

При этом следует подчеркнуть, что синклинали структуры хорошо проявляются в поведении кинематических годографов в соотношении с известными законами уменьшения и возрастания кажущихся скоростей при падении и подъеме преломляющей поверхности. Однако аналогичное поведение кинематических годографов будет отмечаться и при трассировании блоковой структуры точечными зондированиями, т. е. задача о форме структуры решается не однозначно. Особенности изменения амплитуд головных волн вдоль профиля наблюдений исключают эту неоднозначность и позволяют различать блоковые и криволинейные структуры, а также различные вариации в форме последних (см. рис. 33, IV, V).

Неоднородности типа выклинивающихся слоев и наклонных вертикальных контактов не проявляются на амплитудных графиках первых волн, и в смысле однозначности определения подобного типа структур динамические критерии не имеют преимуществ перед кинематическими.

Отмечается сильное затухание или полное отсутствие в тонких слоях низкочастотных головных волн. Амплитуды волн для тонкого и толстого слоев (при прочих аналогичных условиях) отличаются на один-два и даже на несколько порядков (см. рис. 33, VI, табл. 5). Естественно принять такое различие в поведении амплитудных графиков за критерий выделения тонких слоев в покрывающей толще.

Для областей, далеких от начальной точки, увеличение числа слоев в покрывающей толще (при сохранении в ней средних значений мощности

Таблица 5

Параметры модели тонкого слоя ( $V_{пл} \approx 6750$  м/с) во вмещающей среде ( $V_{пл} = 2760$  м/с)

Модель	$H$ , мм	$(H/\lambda)_{гол}$
1	1	0,16
2	2	0,25
3	50	7,05

ческих графиков. Это связано с более сложным строением коры по сравнению с ее моделями, а также, вероятно, с тем, что в лабораторных исследованиях устраняются при эксперименте или учитываются при камеральной обработке полученных данных все внешние причины, влияющие на амплитудные параметры головных волн. Однако, несмотря на это замечание, анализ экспериментальных данных с учетом отмеченных особенностей динамических графиков позволил дополнить ряд разрезов ГСЗ некоторыми структурными деталями, которые не проявились при построениях с использованием кинематики сейсмических волн.

Для интерпретации динамических характеристик применялись системы встречных и нагоняющих графиков  $A(R)$ , подобные системам годографов. Такой способ представления данных удобен при сопоставлении динамических и кинематических характеристик. Рассматривались в основном характеристики  $A(R)$  и  $f(R)$  волн группы  $P^k$ , которые наиболее четко выделяются на сейсмограммах и прослеживаются с момента выхода в первые вступления до смены волн. В работе придерживались обозначений, используемых в «Глубинное сейсмическое зондирование...» (1971), номера годографов присваивались соответствующим динамическим графиком.

На рис. 34 представлены схема расположения профилей (а), системы амплитудных кривых (б, в) для волн, зарегистрированных в первых вступлениях на профилях 30-З и 19-З, а также сводки максимальных амплитуд первого цуга колебаний по профилям 30-З, 20-Ц и 20-Ю (в, д, е).

Аномальное поведение средней крутизны спада  $A(R)$  (штрих в облаке амплитудных значений на рис. 34, д) для профиля 20-Ц наглядно проявляется при сравнении ее с аналогичной характеристикой для других профилей (см. рис. 34, б, в). Видно, что затухание на профиле 20-Ц больше на два порядка по сравнению с профилем 30-З и на три порядка больше, чем на профиле 20-Ц. Учитывая сходство структурно-скоростных параметров разреза осадочной толщи на этих профилях, аномальное затухание волны  $P_3^k$  на ПР-20-Ю трудно объяснить поглощением ее энергии осадками. Аналогичный результат, как было показано выше, получается при моделировании среды с тонким слоем, имеющим повышенную скорость (см. рис. 33, VI). Там различие затуханий в средах с тонким слоем (отношение мощности слоя к длине волны  $H/\lambda \approx 0,25$ ) по сравнению с толстым слоем ( $H \gg \lambda$ ) достигало порядка  $10^2 - 10^3$ . Полученные результаты приводят к заключению о возможном наличии в разрезе профиля 20-Ю если не тонкого слоя с повышенной скоростью, то среды с тонкой слоистостью.

Учитывая одинаковый порядок затухания при моделировании и в условиях эксперимента, можно оценить мощность тонкого слоя на профиле 20-Ц. Скорость волн (см. Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971)  $V = 6,2$  км/с;  $f = 5$  Гц, тогда  $H = 0,25 \cdot V/\lambda \approx 0,3$  км. Предполагаемый разрез коры изображен в нижней части рис. 34, д. Тонкослоистый характер осадочной толщи отмечен в описании из работы «Глубинное сейсмическое зондирование...» (1971) по кинематическим данным.

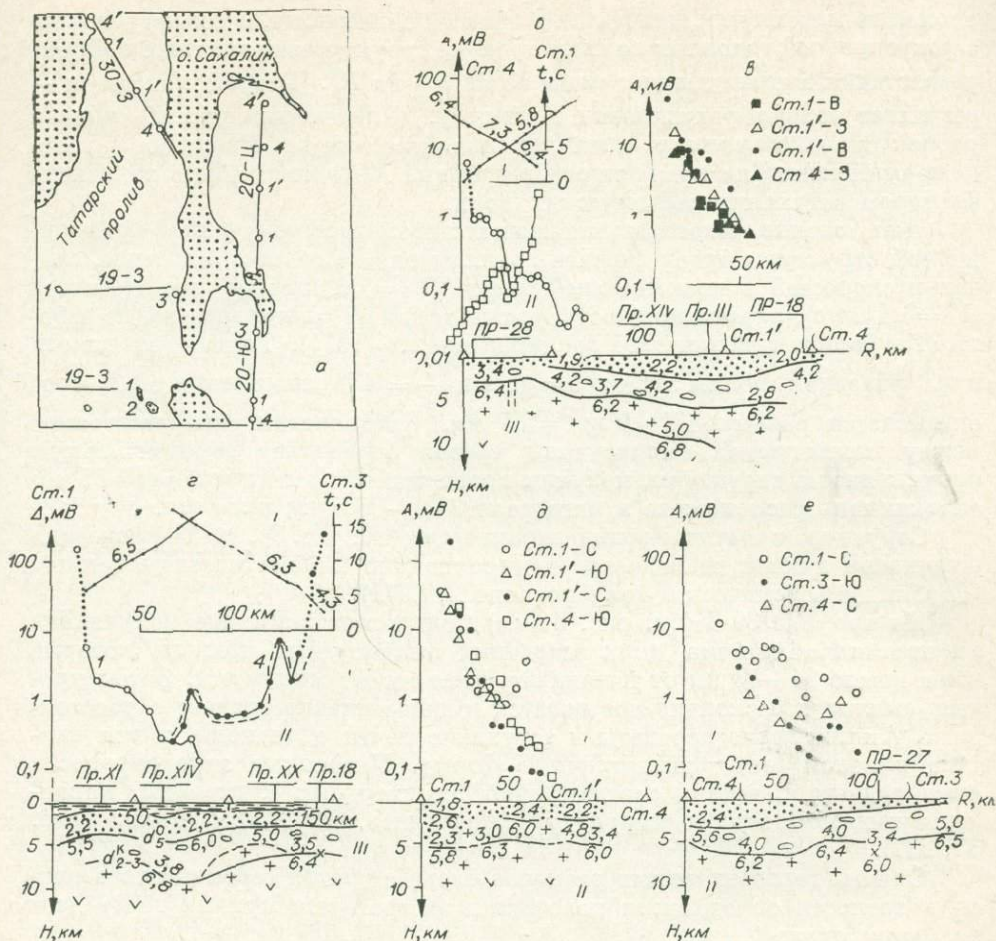


Рис. 34. Интерпретация амплитудных кривых  $A(R)$ .

а — схема расположения профилей: 1 — линия и номер профиля, 2 — регистрирующая станция; б — системы годографов (I) и графиков  $A(R)$  (II) с профиля 19-3-3 и разрез верхней части земной коры (III) (кривые, соответствующие волне  $P_{2-3}^K$ , показаны сплошной линией); г — то же, для профиля 19-3; е — сводка амплитудных данных по волне  $P_{2-3}^K$ , полученных на средней и присахалинской частях профиля 19-3-3; д, е — сводки амплитудных данных по волне  $P_{2-3}^K$ , полученных соответственно на профилях 20-10-3 и 20-10-Ю (I) и разрезы верхней части земной коры на этих профилях (II).

На профиле 19-3 (см. рис. 34, г) относительная сложность кривой 4 по сравнению с ветвью 1 не позволяет сделать каких-либо общих выводов о строении коры для профиля в целом, так как на встречных ветвях участки, принадлежащие одним и тем же волнам, не перекрываются.

Кривая 1 представляет собой плавную спадающую с расстоянием кривую без характерных локальных изменений (см. рис. 34, г).

Особого внимания заслуживает ветвь 4, на которой рельефно выделяется аномалия амплитудной кривой, представляющая плоский прогиб асимметричной формы, ограниченный по краям двумя резкими максимумами на различных уровнях. Аналогичный характер имеет амплитудная кривая при моделировании толщи, покрывающей полупространство с криволинейной структурой типа антиклинали (см. рис. 33, V).

Асимметрия экспериментальной амплитудной кривой может быть объяснена результатами воздействия существенно различных факторов на амплитуду рассматриваемой волны. Так, первый из ограничивающих

аномалию максимумов находится в области смены волн, и поэтому наряду с фокусировкой головных волн на границе структуры проявляется эффект разрастания амплитуды при смене волн  $P_{0c}$  на  $P_3^k$ . Второй максимум — результат только фокусировки волны  $P_3^k$ . Длительный прогиб вызван расфокусировкой волн на антиклинальной структуре. Различие в условиях отклонений на краях прогиба графика  $A(R)$  может быть объяснено фактором затухания сейсмических волн.

Для оценки некоторых численных параметров полученной криволинейной структуры будем считать границы вне ее горизонтальными, значения скоростей в покрывающей толще ( $V_1=5,0$  км/с) и под границей ( $V_2=6,1$  км/с), а также мощности верхнего слоя ( $H=5$  км) возьмем из работы «Глубинное сейсмическое зондирование...» (1971). Тогда угол выхода луча головной волны будет  $i = \arcsin \frac{V_1}{V_2} = 47^\circ$  и сейсмический снос оказывается равным  $\Delta X = H \operatorname{tg} i = 5,5$  км. Предполагая, что расстояние между максимумами амплитудной кривой определяет горизонтальную протяженность структуры, получим протяженность антиклинали  $l=55$  км; антиклиналь расположена в интервале 30,0—85,5 км профиля.

Структура с вычисленными параметрами (см. рис. 34, в (III)) показана штриховой линией на разрезе, построенном по кинематическим данным (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971).

На профиле 30-3 (см. рис. 34, а, в) привлекает внимание полученная станциями 1 и 4 система двух встречных амплитудных кривых, которые в интервале 24—28 км от начала профиля имеют минимумы. Затем уровень амплитуд несколько повышается и далее плавно спадает с расстоянием. Амплитудные перепады и затухание почти одинаковы, и вся картина в целом имеет симметричную форму. Указанные закономерности амплитудных аномалий соответствуют амплитудным критериям, характеризующим блоковую структуру (Аверьянов, 1968) (см. также рис. 33, III).

Оценка горизонтальных размеров блока с учетом сейсмического сноса и точности определения положения экстремумов кривых  $A(R)$  дает величину около 2 км.

В заключение этой части работы отметим следующее.

Данные сейсмо моделирования указывают критерии, которые способствуют выявлению различных неоднородностей в земной коре по особенностям динамических характеристик головных волн. Обращает на себя внимание относительно более высокая разрешающая способность выявления локальных неоднородностей динамических характеристик по сравнению с кинематическими. Приведенные в работе примеры приближенной оценки параметров некоторых локальных структур в коре по особенностям динамических характеристик не исчерпывают возможностей использования последних в данном направлении. При дальнейшем анализе динамических характеристик методами математической статистики можно, по-видимому, детальнее охарактеризовать выявленные при сейсмических построениях структуры.

#### § 4. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

##### Продольное профилирование

В качестве основных данных для построения глубинных сейсмических разрезов по системам продольного профилирования использовались кинематические характеристики волн, регистрируемых в начальной части сейсмограмм (Богданов, 1960; Гейко, 1967; Гурьянов, 1965).

На всех профилях ГСЗ, выполненных в Южно-Охотском секторе переходной зоны, системы годографов приведены к условной поверхности

наблюдений путем введения поправок за водный слой и толщ рыхлых отложений. При наличии полных систем наблюдений преломляющие границы строились по встречным годографам головных волн методом «полей времен». Граничные скорости определялись способами «разностного годографа» или «полей времен» (на участках значительного перекрытия встречных годографов). Преломляющие границы в кристаллической толще и верхней мантии строились с учетом преломления на поверхности консолидированной коры.

При обработке отдельных элементов одиночных годографов использовалась рассчитанная автором палетка (рис. 35). Сейсмические разрезы, построенные по головным волнам, дополнялись скоростными разрезами в изолиниях  $V_{ист}(H) = \text{const}$ , рассчитанными способом С. В. Чибисова (Справочник геофизика, 1966). Такое сочетание дает наиболее полное представление о глубинном строении и скоростных характеристиках земной коры в районе исследований.

Схему интерпретации материалов ГСЗ с учетом информации МОВ можно проследить на примере ряда фрагментов профилей, расположенных в различных районах Южно-Охотского сектора (рис. 36).

**ПР-18-Ю.** На южном конце профиля в системе станций № 1 и 2 не получено данных ГСЗ о самой верхней части разреза. Ближние взрывы от первой станции расположены на расстоянии около 8—12 и 17 км, но их привязка выполнена ненадежно. Первый взрыв к югу от станции № 2 находится на удалении более 20 км, к северу — более 30 км.

По результатам МОВ (Пр. V, Пр. VI, Пр. XIX, Пр. XX, см. рис. 13 и 15) здесь выделяется (см. рис. 36, а) толща рыхлых осадков мощностью от 1,6 до 3,7 км со средней эффективной скоростью 2,0—2,4 км/с. Эти сведения позволяют дополнить и уточнить информацию ГСЗ.

Построив в районе станции № 1 годограф  $\Gamma^{отр}$  отраженной волны от подошвы осадков, можно заметить, что он пересекается с продолжением в сторону станции годографа  $\Gamma_1$  головной волны с  $V^* = 6,5$  км/с, зарегистрированной при наблюдениях по ГСЗ. Это пересечение свидетельствует (в первом приближении) о том, что указанная головная волна образована не на подошве осадков, а принадлежит более глубокой границе раздела.

В то же время точки годографа с координатами  $R_1 \approx 12$  км и  $R_2 \approx 17$  км находят себе место на касательной к годографу  $\Gamma_1^{отр}$ ; они могут принадлежать волне, преломленной на подошве осадков, ее  $V^* \approx 4,4$  км/с. Подобные построения в районе станции № 2 дают основание полагать, что головная волна, зарегистрированная при ГСЗ с  $V^* = 6,0$  км/с, и отраженная от подошвы осадков волна, рассчитанная по разрезу МОВ, связаны с одной и той же границей (продолжение годографа  $\Gamma_2$  является касательной к годографу  $\Gamma_2^{отр}$ ).

Структурно-скоростные параметры фундамента рыхлых осадков определим по системе годографов  $\Gamma_1^{ос} - \Gamma_2^{ос}$ , исправленных за осадки (см. рис. 36, а):  $V_{эф} = 4,4$  км/с — по  $V^*$  прямой волны в слое, подстилающем осадки;  $V_r^k = 6,4$  км/с — способом разностного годографа при значении взаимного времени  $T \approx 11$  с. Положение границы  $d_2^k$  определено способом  $t_0$ .

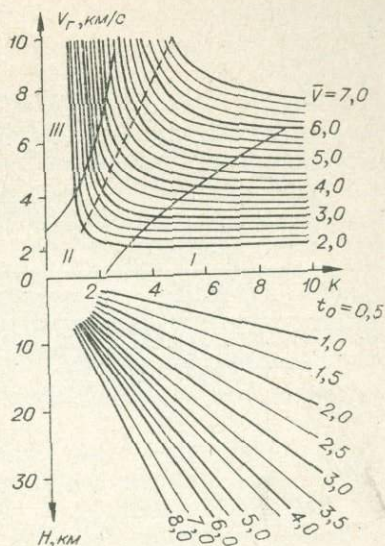


Рис. 35. Палетка для определения глубин по элементу годографа головной (слаборефрагированной) волны.

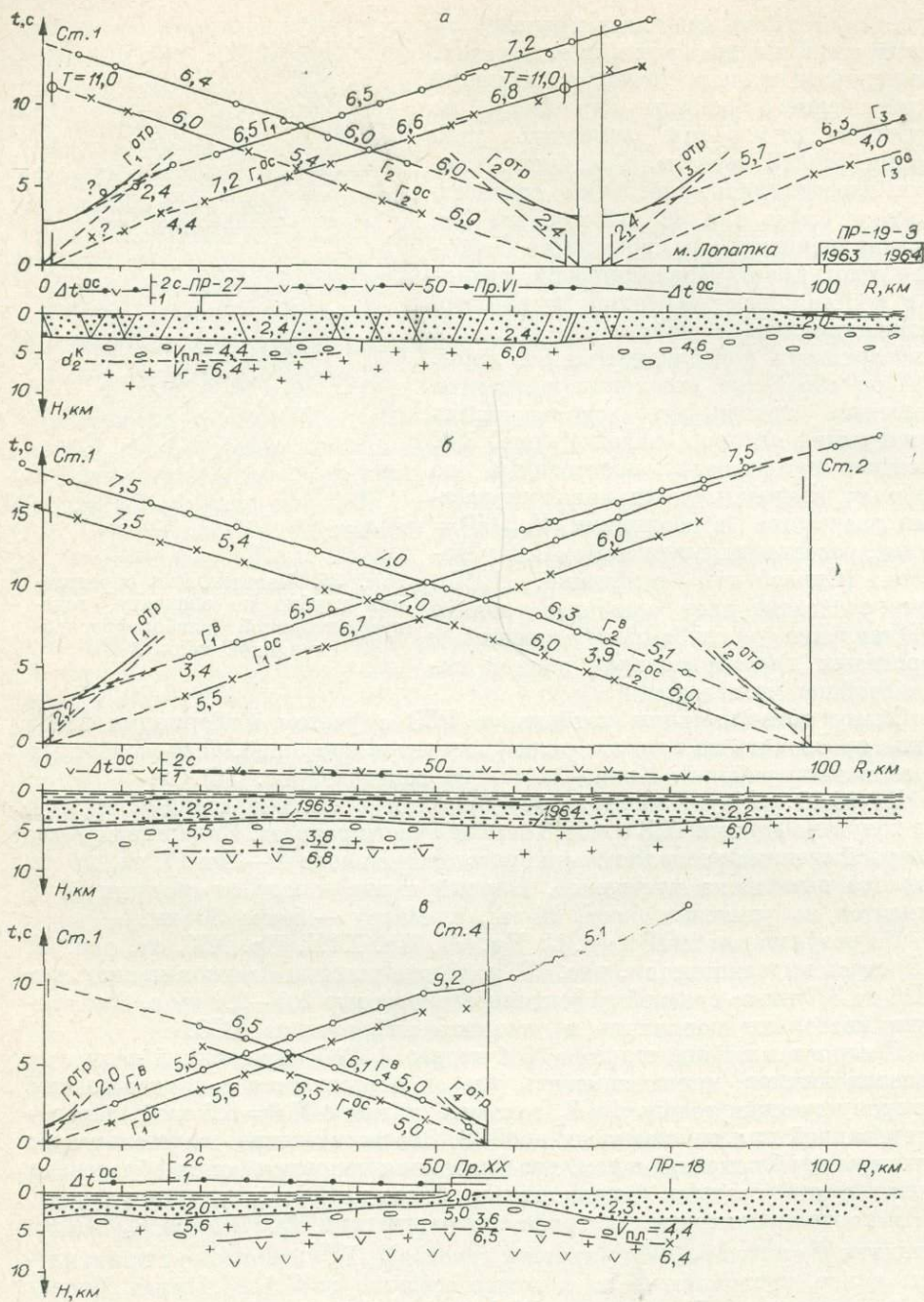


Рис. 36. Примеры интерпретации данных ГСЗ с учетом информации МОВ по рыхлым осадкам.  
 а — ПР-18-Ю; б — ПР-19-3; в — ПР-27-3.

Таким образом, в районе станции № 1 ПР-18-Ю верхняя часть разреза представлена двухслойной средой: толщина рыхлых осадков подстилается здесь слоем уплотненных осадочно-вулканогенных образований со среднепластовой скоростью порядка 4,4 км/с; этот слой быстро выклинивается в северном направлении: мощность его уменьшается от 3 до 1 километра на протяжении 40 км участка профиля.

К югу от станции № 2 (в районе Пр. VI) рыхлые осадки залегают непосредственно на консолидированном основании (граница  $d_2^k$  с  $V_T = 6,0$  км/с).

К северу от станции, на траверзе м. Лопатка (см. рис. 36, а), вновь под рыхлыми осадками можно ожидать появление слоя уплотненных осадочно-вулканогенных образований со скоростью  $V_{пл} \approx 4,6$  км/с. Для более точных характеристик этого слоя данные ГСЗ отсутствуют.

ПР-19-3. На участке профиля с координатами  $X=100-180$  км (см. рис. 28) верхняя граница с  $V_T=5,0$  км/с, построенная по данным ГСЗ (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971), незначительно уклоняется от подошвы рыхлых осадков, которая рисуется в результате работ МОВ. Разница в глубине залегания этой границы легко объясняется разницей между  $V_p=2,6$  км/с, принятой при построении преломляющей границы, и  $V_{\text{эф}}^{\text{ос}}=2,2-2,4$  км/с, которой характеризуется толща осадков по данным МОВ (см. рис. 36, б).

На начальном участке профиля ( $X \approx 100$  км) не получено данных ГСЗ в верхней части разреза: здесь ближайшие взрывы расположены в 17-19 км от регистрирующих станций. Результаты МОВ (Пр. IX, Пр. XIV — рис. 28 и схема изопахит — рис. 26) помогают в какой-то мере восполнить пробел в информации ГСЗ.

Так, восстанавливая годографы отраженной и головной волн, образованных на подошве рыхлых осадков в районах станций № 1 и 2, а также приводя систему наблюдений к подошве осадков и определяя  $V_T$  (например, способом разностного годографа), получаем следующую картину.

По совокупности данных МОВ и ГСЗ на рассматриваемом участке профиля верхняя часть разреза твердой коры может быть представлена двухслойной средой, которая в пластовых скоростях характеризуется так: толща рыхлых осадков мощностью порядка 2,4 км (под станцией № 1) и порядка 2,0 км (под станцией № 2) при  $V_{\text{эф}}^{\text{ос}}=2,2$  км/с залегают на слое уплотненных образований, мощность которых (в районе профиля с  $X=0-50$  км) около 3,0-4,0 км, а  $V_{пл}^{\text{ос}} \approx 5,5$  км/с. На участке профиля с  $X > 50$  км рыхлые осадки залегают, по-видимому, на консолидированном основании ( $V_T \approx 6,0$  км/с), о чем свидетельствует  $V^*$  начальной части годографа  $\Gamma_2^{\text{ос}}$ .

На ПР-27-3 представление о параметрах слоя рыхлых осадков составлено на основании данных МОВ, полученных на профилях Пр. VI, Пр. XIV, Пр. XX. Используя эти данные ( $V_{\text{эф}}^{\text{ос}}=2,0$  км/с;  $H^{\text{ос}}=1,2-1,7$  км) для решения прямой кинематической задачи в районах расположения станций № 1 и 4, можно получить годографы прямой в слое осадков и отраженной от его подошвы волны (см. рис. 36, в). При совместном рассмотрении начальных участков годографов  $\Gamma_1^{\text{п}}$  и  $\Gamma_4^{\text{п}}$ , полученных при ГСЗ, и расчетных  $\Gamma_1^{\text{отр}}$  и  $\Gamma_4^{\text{отр}}$  можно заключить, что те и другие принадлежат одной и той же границе раздела. Начальные участки годографов  $\Gamma_1^{\text{ос}}$  и  $\Gamma_4^{\text{ос}}$  дают представление о ее  $V_T$ , которая варьирует от 5,6 км/с (в районе станции № 1) до 5,0 км/с (в районе станции № 4). Восточнее станции № 4 подошва рыхлых осадков погружается до глубины 3,5 км.

Вторая в разрезе граница с  $V_T=6,5$  км/с построена по одиночному годографу  $\Gamma_4^{\text{ос}}$ , при этом вычисляется глубина под станцией № 4 по значению  $t_0=0,7$  с и предполагается согласность ее залегания с подошвой осадков.

Рассмотренные примеры в какой-то мере проиллюстрировали технику учета рыхлых осадков при уточнении структурно-скоростных характеристик верхней части разрезов, полученных по данным ГСЗ в районе регистрирующих станций. Ниже кратко остановимся на примерах использования сведений о рыхлых осадках при интерпретации более полных систем ГСЗ.

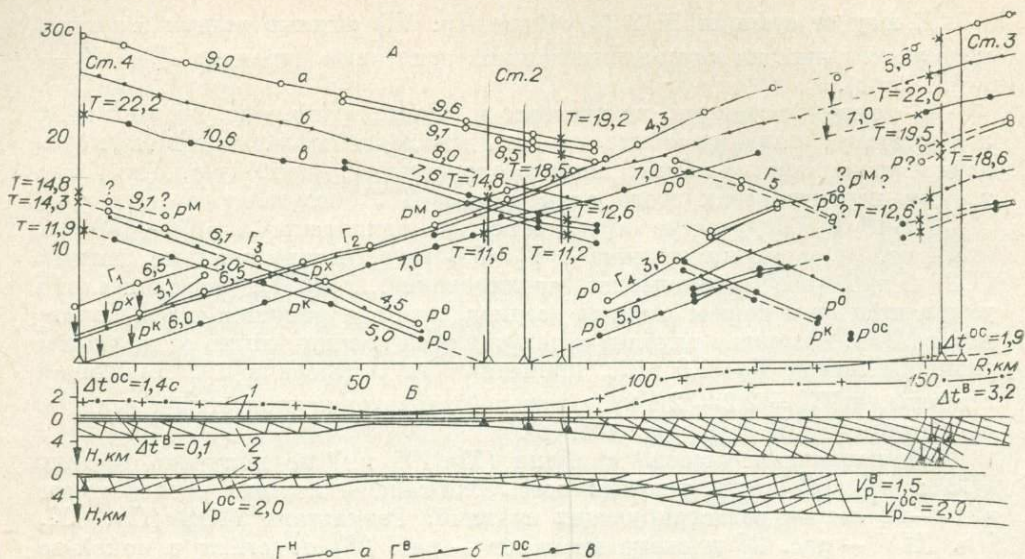


Рис. 37. Трансформация системы наблюдаемых годографов по профилю ПР-1-0-3 при введении поправок.

А — годографы наблюдаемые (а), исправленные за водный слой (б) и толщ рыхлых осадков (в). Сплошная линия — уверенные построения; штрих — участки интерпретации. Б: 1 — графики поправок за водный слой ( $\Delta t^B$ ) и рыхлые осадки ( $\Delta t^{OC}$ ). Последняя нанесена от линии  $\Delta t^B$ . Точки на графиках — значения поправок для прямой системы годографов, крестики — для встречной; 2 — «поле времени» и лучевая схема для вычисления поправок для прямой системы годографов; 3 — то же, для встречной системы.

Рассмотрим западную часть профиля 1-0 (Строение земной коры..., 1964), расположенного в сложной и интересной зоне с характерным многообразием геофизических процессов, где знание структурно-скоростных параметров глубинного разреза земной коры имеет важное значение для понимания природы аномальных геофизических полей: гравитационного, магнитного, теплового и других. Кроме того, работы МОВ, проведенные вблизи профиля 1-0, позволили при интерпретации данных ГСЗ учесть особенности рыхлой покрывающей толщи на этапе построения годографа и тем самым более корректно выполнить анализ кинематики глубинных волн.

Верхняя часть рис. 37 иллюстрирует пример трансформации системы наблюдаемых годографов при введении в них поправок за водный слой и толщ рыхлых отложений. Изменяется форма годографов, значения наблюдаемых и взаимных времен, параметры  $t_0$  и  $V^*$ . В результате более четко проявляются характеристики глубинных волн. Кажущиеся скорости начальной части годографов (до  $R=20-30$  км) представляют границу приведения.

В данном случае величина скорости на этой границе у острова равна 5,5—5,8 км/с, на вершине хребта Витязя — около 5,5 км/с, на западном склоне желоба — 4,6 км/с, а в районе наибольших глубин — порядка 5,0 км/с.

В интервале удалений от 20 до 80 км  $V^* = 6,0-7,8$  км/с, что типично для волн группы  $P^K$ .

Волны  $P^M$  начинают проследиваться во вторых вступлениях с 40—50 км и выходят в начальную часть сейсмограмм на расстоянии 70—80 км.  $V^*$  этих волн изменяются в широких пределах — от 6,3 до 11,0 км/с.

В нижней части рис. 37 представлены схематические разрезы водного слоя и толщ рыхлых осадков с лучевой схемой, которая использована для построения графиков поправок за водный слой ( $\Delta t^B$ ) и осадочную толщ ( $\Delta t^{OC}$ ).

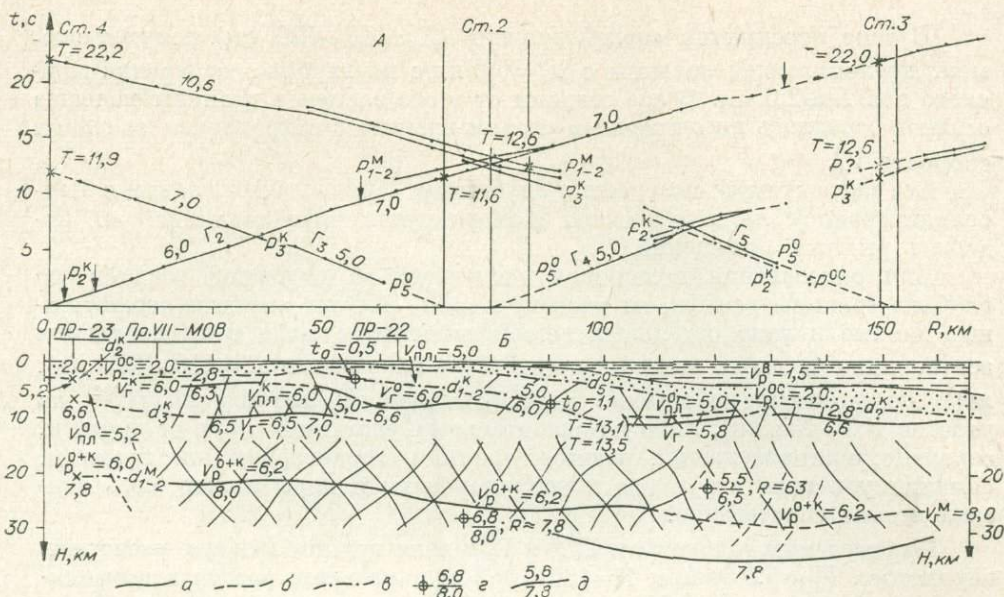


Рис. 38. Построение сейсмического разреза по профилю ПР-1-0-3.

А — система трансформированных годографов (см. рис. 37). Б — границы в земной коре, построенные по встречным «полям времен» (а), одиночным «полям времен» с известным значением  $V_T$  (б), гипотетическим предположениям (в);  $d$  — глубина, рассчитанная по элементу годографа. Цифры — вверху  $V_p$ , внизу  $V_r$ ;  $d$  — положение некоторых границ из книги «Строение земной коры...» (1964); цифры — значения  $V_p$  и  $V_r$  соответственно над и под границей раздела.

На начальном участке профиля 1-0-3 ( $X=0-50$  км), где имеются надежные данные непрерывного МОВ о структуре и скоростных параметрах рыхлых осадков (см. рис. 27), приведение годографов ГСЗ и опорной линии наблюдений не вызывает особых затруднений.

Система встречных годографов  $\Gamma_2^{(oc)} - \Gamma_3^{(oc)}$  (индексы (oc) и (в) соответствуют годографам, исправленным соответственно за осадочную и водную толщи) станций № 4 и 2 легко интерпретируется в рамках двухслойной модели консолидированной коры при следующих значениях параметров сейсмических построений в методе «полей времен»:  $V_p=6,0$  км/с;  $T=11,7$  с. На участке перекрытия «полей времен» получен (рис. 38) элемент преломляющей границы протяженностью около 20 км на глубине 9—10 км с преобладающим значением граничной скорости  $V_r^k=6,5$  км/с. В обе стороны эта граница продлена с использованием одиночных «полей времен» при сохранении значения  $V_r^k$ .

Интерпретация системы встречных годографов  $\Gamma_4^{(в)} - \Gamma_5^{(в)}$  связана с некоторыми трудностями, обусловленными значительными пропусками в наблюдениях, которые достигают в районе станций № 2 13,6 км, а вблизи станции № 3 более 19 км. Наибольшие трудности возникают при определении скоростных характеристик верхней части сейсмического разреза, так как в районе станции № 3 отсутствуют данные МОВ о рыхлых осадках. По аналогии с ближайшими участками здесь предполагается слой отложений с  $V_{0ф}^{oc}=2,0$  км/с. Рельеф подошвы осадков определяется по данным ГСЗ в результате построений преломляющей границы по встречным веткам годографов  $\Gamma_4^{(в)} - \Gamma_5^{(в)}$  (волна  $P^0$  в системе станций № 2 и 3). Глубина залегания границы дается приблизительно из-за отсутствия точных данных о значении взаимного времени ( $T$ ). При построении границы  $d^0$  величина  $T=15,7$  с получена путем экстраполяции начальной части годографа  $\Gamma_4^{(в)}$  до взаимного пункта регистрации.

В зоне перекрытия «полей времен» ( $X \approx 110-120$  км) получен элемент преломляющей границы с  $V_r^0 = 5,0$  км/с на глубине от уровня морского дна  $H \approx 2,0$  км. В обе стороны от этого элемента границы подошва осадков строилась по одиночным «полям времен» с сохранением значения скорости  $V_r^0$ .

Все последующие построения глубинных сейсмических границ в консолидированной коре и раздела Мохоровичича осуществлялись от подошвы рыхлых отложений.

Для определения положения следующей за подошвой осадков по глубине границы раздела на участке  $X = 50-150$  км имеются ограниченные данные в виде отдельных ветвей годографов либо в последующих вступлениях и зонах интерференции ( $\Gamma_4^{(oc)}$  на участке  $X = 110-135$  км), либо построенные неуверенно в области первых вступлений ( $\Gamma_5^{(oc)}$  на участке  $105-134$  км), либо на значительных удалениях друг от друга и, вероятно, принадлежащих разным участкам характеризуемой границы. В таких условиях структура консолидированной коры может быть описана весьма гипотетично.

По встречным годографам  $\Gamma_4^{(oc)}$  и  $\Gamma_5^{(oc)}$  волн группы  $P^k$  (при расчетных параметрах  $V_p = 5,0$  км/с и  $T = 13,3 \pm 0,2$  с) намечается раздел в консолидированной коре с  $V_r = 5,8$  км/с и глубиной залегания порядка 11 км от уровня моря ( $X \approx 105-125$  км).

На участке профиля 48—106 км граница  $d_{1-2}^k$  экстраполирована с применением приближенных способов построений: одиночное «поле времен» по годографу  $\Gamma_5^{(oc)}$  ( $X = 86-108$  км) и вычисление глубины залегания среды с характерными для  $d_{1-2}^k$  скоростными параметрами (по элементу годографа  $\Gamma_4^{(oc)}$ ) в точке  $X = 90,5$  км; вычисление глубины возможного залегания границы  $d_{1-2}^k$  по элементу годографа  $\Gamma_2^{(oc)}$  в точке  $X = 55,4$  км. Вид построенной таким образом границы  $d_{1-2}^k$  показан на рис. 38.

Для построения раздела  $M$  использована система встречных годографов  $\Gamma_1^{(oc)} - \Gamma_5^{(oc)}$  при значении  $T = 22$  с. Параметр  $V_p = 6,2$  км/с выбран по точке пересечения волн  $P^k$  и  $P^m$  на годографе  $\Gamma_1^{(oc)}$ . Значения граничной скорости  $V_r = 7,8-8,0$  км/с являются преобладающими.

Наблюдается плавное погружение границы  $M$  от острова в сторону глубоководного желоба. Глубина ее залегания меняется от 22 ( $X = 20-30$  км) до 30 км ( $X = 132$  км). Восточнее пункта  $X = 132$  км граница  $M$  вновь испытывает заметный подъем.

Таким образом, в разрезе по ПР-4-0-3 выделено три преломляющих границы  $d_3^0$ ,  $d_{1-2}^k$ ,  $d_{1-2}^m$ . На западном склоне хребта Витязя граница, подстилающая осадочный чехол, имеет  $V_r^k = 6,0$  км/с, ниже нее наблюдается граница с  $V_r^k = 6,5$  км/с. На восточном склоне упомянутого хребта осадки залегают на слое с  $V_{пл} \approx 5,0$  км/с, который, в свою очередь, подстилается границей с  $V_r = 6,5$  км/с, однако ее присутствие можно ожидать на глубине 22,5 км (пункт с координатой  $X = 120$  км), определенной ориентировочно по элементу годографа  $\Gamma_5^{(oc)}$  ( $X = 80-92$  км) с параметрами построений  $V_p = 5,5$  км/с;  $V_r = 6,0$  км/с,  $t_0 = 3,2$  с.

Различие структурно-скоростных характеристик разреза земной коры, построенного по данным ГСЗ в рамках концепции головных волн без учета и с учетом чехла рыхлых осадков, видно из рис. 38. В результате переинтерпретации материалов изменились как глубина залегания границ раздела, так и рельеф. Мощность осадков на западном склоне желоба ( $X = 80-100$  км) оказалась по крайней мере в 1,4 раза меньше приведенной в книге «Строение земной коры...» (1964). В районе западного склона хребта Витязя определена преломляющая граница на глубине 9—10 км с  $V_r = 6,6$  км/с и эффективной скоростью до нее около 6,0 км/с.

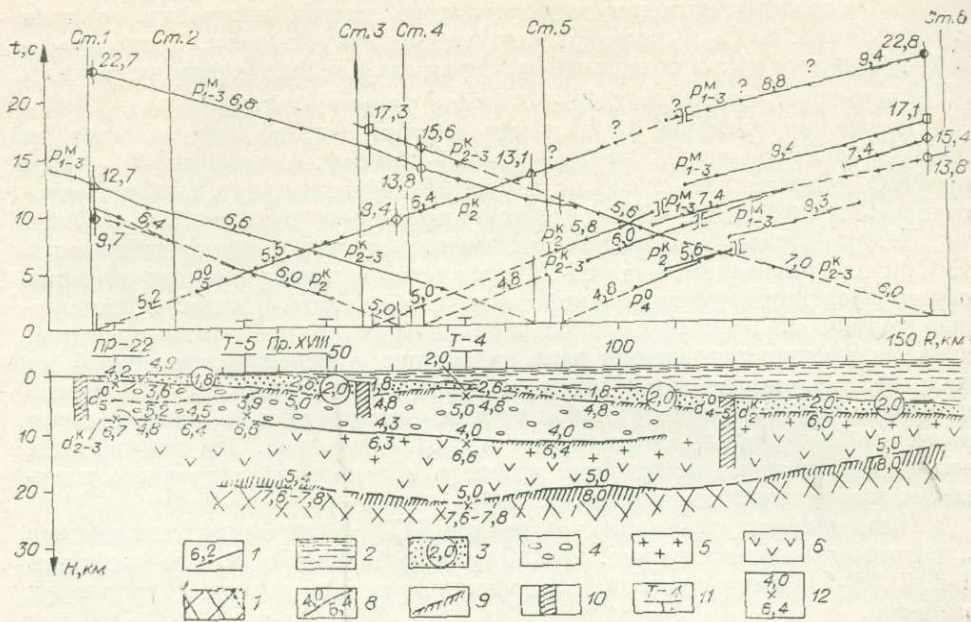


Рис. 39. Система годографов и разрез земной коры по профилю Т-3 (восточнее о. Шикотан).

1 — годографы, исправленные за водный слой и толщ рыхлых осадков; цифра — значение  $V^*$ ; 2 — водный слой; 3 — рыхлые осадки ( $l_{1-3}^{OC}$ ); цифра — значение  $V_{эф}$ ; 4 — уплотненные осадочно-вулканогенные образования ( $l_{1-3}^O$ ); 5 — верхний слой консолидированной коры ( $l_{1-3}^K$ ); 6 — нижний слой консолидированной коры ( $l_{1-3}^K$ ); 7 — верхняя мантия ( $l_{1-3}^M$ ); 8 — преломляющая граница, построенная по надежным данным; верхняя цифра — значение  $V_{эф}$ , нижняя —  $V_{\Gamma}$ ; 9 — границы раздела, построенные по неуверенным данным; штрихом показана область возможного положения границы; 10 — разломные зоны; 11 — секущие профили; 12 — положение границы на секущем профиле со значениями  $V_{эф}$  (вверху) и  $V_{\Gamma}$  (внизу).

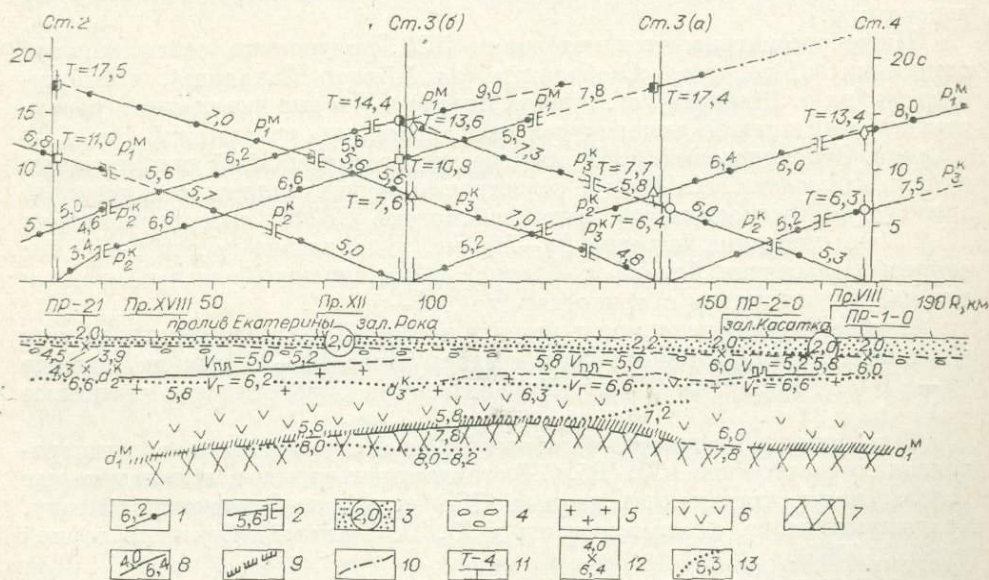


Рис. 40. Система годографов и разрез земной коры по профилю ПР-23 (вдоль восточного побережья о. Итуруп). Усл. обозн. см. на рис. 39.

2 — знак предполагаемой смены волн; цифра — значение  $V_{эф}$ ; 10 — линии экстраполяции; 13 — разрез в пластовых скоростях (из работы Ю. В. Тулиной (1969)).

Под западным склоном глубоководного желоба построена граница с  $V_T=6,0$  км/с и  $V_{эф}$  в покрывающем границу слое 5,0 км/с. Четко проявляется блоковое строение верхней части разреза. Глубина залегания границы  $d_{1-2}^k$  варьирует в пределах 2—11 км от уровня океана.

Поведение границы  $d^m$  в общем повторяется, но она залегает на 2—8 км выше прежней (в районе  $X=80-110$  км), а в районе 20—30 км профиля ниже на 2,0—2,5 км (см. рис. 38). Минимальная глубина залегания 21 км в районе 20—30 км и максимальная 30 км в районе 130—140 км.

Таким образом, в результате можно сделать следующие выводы. 1. При интерпретации данных ГСЗ существенное значение имеют сведения о распределении структурно-скоростных особенностей рыхлой покрывающей толщи. 2. Учет рыхлых осадков необходимо проводить на этапе, предшествующем разделению волн на группы и решению вопроса об их природе. 3. При введении поправок в наблюдаемые годографы ГСЗ можно использовать, как первое приближение, приведенные в работе схему изопахит (см. рис. 26) и зависимости  $V_{эф}(H)$  (см. рис. 23) для рыхлых отложений, которые необходимо уточнять и дополнять в процессе получения информации непрерывного МОВ.

Примеры интерпретации материалов ГСЗ с учетом рыхлых осадков представлены также и на рис. 39 и 40 разрезами земной коры по профилям Т-3 и ПР-23, расположенным к востоку от южной группы Курильских островов.

### Пространственные системы наблюдений

При проведении ГСЗ в Южно-Охотском секторе для ряда районов получены материалы по продольным системам наблюдений. Кроме того, некоторые станции участвовали в регистрации вблизи пересечения продольных профилей. Как те, так и другие представляют специальный интерес с точки зрения получения некоторых данных о распределении по площади исследований кинематических характеристик волнового поля, а также для оценки перспективности пространственного сейсмического зондирования (ПСЗ) при изучении глубинного строения зон типа переходной.

Ниже рассматриваются материалы ПСЗ, полученные сейсмическими станциями «Ловецкое», «Свободный» (на Южном Сахалине), «Малокурильск» (на о. Шикотан), ст. 1 (на о. Итуруп). Первые две станции оборудованы стандартной аппаратурой для наземных наблюдений по ГСЗ (Галкин, Зайончковский, 1962), другие представляли собой стационарные пункты наблюдений (СПН), где регистрация осуществлялась сейсмической аппаратурой регионального типа (сейсмограф СКМ-3 с гальванометром ГВ-IV при усилении порядка 25—50 тыс. и диапазоне частот 1—40 Гц; скорость развертки близка к 2 мм/с, обеспечивающей отсчет времени вступления импульса с точностью до 0,1—0,2 с).

Пункты взрыва находились на ряде профилей, расположенных вблизи указанных станций. Взрывы проводились через 10—15 мин на глубине 90—150 м. Вес заряда 135 кг. Момент взрыва определялся с точностью  $\pm 0,1$  с.

Станциями «Ловецкое», «Свободный» и «Малокурильск» зарегистрировано соответственно 130, 195, 238 стандартных взрывов, записи которых использованы для анализа данных ПСЗ по Южно-Охотскому сектору. Результаты по ст. 1 заимствованы у Ю. В. Тулиной (Строение земной коры..., 1964).

Рассмотрим несколько подробнее материалы, полученные в районе о. Шикотан.

При обработке сейсмических наблюдений каждая сейсмограмма согласно принципу взаимности была отнесена к соответствующему пункту

взрыва, и рассматривалось волновое поле с источником возбуждения в стационарном пункте наблюдения. Основные особенности волнового поля отчетливо проявляются на поперечных годографах, построенных по профилям взрывов. При этом значение  $t$  — времен первых вступлений — берется с учетом влияния слоя воды, а абсцисса  $X$  соответствует расстоянию по профилю от основания перпендикуляра, опущенного на профиль из точки СПН. По кинематическим признакам в районе восточношикотанского берегового склона отчетливо выделяется пять групп волн, последовательно сменяющих друг друга на узких интервалах времени:  $6 \pm 0,5$  с;  $9,4 \pm 0,5$ ;  $13,8 \pm 0,5$ ;  $18,7 \pm 0,5$  с.

Полученные профильные годографы позволяют построить в плоскости наблюдений ( $X, Y$ ) карту изохрон. Особенности наблюдаемого волнового поля наглядно проявляются при сопоставлении его с нормальным полем головных волн для горизонтально-слоистой среды. Нормальный поверхностный годограф дает семейство конических поверхностей, внешние участки которых отображают рассматриваемую область первых вступлений. Пересечение двух смежных конусов, а также сечения систем поверхностных годографов горизонтальными плоскостями дают в проекции на поверхность наблюдения семейство окружностей, представляющих нормальное поле изохрон. Плотность изохрон, определяемая интервалом  $\Delta t = V_T \Delta t$ , различна для разных волн. Сечения поверхностных годографов вертикальными плоскостями образуют семейство годографов гиперболического типа.

Наблюдаемое в районе о. Шикотан поле головных волн, с теми или иными отклонениями, имеет сходные черты с нормальным волновым полем: изохроны близки к окружностям; поперечные годографы имеют вид, близкий к гиперболическому; смена волн происходит на узком интервале времен.

Интерпретация поверхностного годографа преломленных волн состоит в вычитании нормального годографа из наблюдаемого и определении затем по отклонениям времен  $\Delta t$  приращений глубин в точках наблюдений. В основе этого приема лежит допущение об изотропности сейсмических сред и пологом залегании преломляющих границ. Уравнение годографа преломленной волны от плоской наклонной границы при малом угле наклона

$$t = t_0 + \frac{r}{V_T} + \Delta t \quad (1)$$

отличается от уравнения нормального годографа членом, содержащим приращение глубины  $\Delta h$ :

$$\Delta t = \frac{\Delta h}{V_{эф}} \cos i. \quad (2)$$

Следовательно, при известном нормальном годографе определения глубин  $h_K$  по дискретным значениям  $t_K, r_K$  сводятся к следующим операциям: а) вычисляется отклонение  $\Delta t_K$  времен в точке  $K$  нормального и наблюдаемого годографов; б) полученные значения  $\Delta t_K$  используются для расчетов приращений глубин  $\Delta h$  по формуле (2); в)  $\Delta h_K$  складывается с глубиной  $h_{0K}$ , определенной по нормальному годографу.

Как правило, основой для определения нормального годографа служит корреляционная система встречных и нагоняющих годографов, выполненная по крайней мере на одном продольном профиле наблюдения. Для определения глубин по формуле (2) необходимы данные о скоростях  $V_{эф}$  в покрывающей среде. Приближенное значение  $V_{эф}$  определяется, как правило, по точкам излома продольных годографов. В рассматриваемом случае для оценки значения средней скорости были использованы мате-

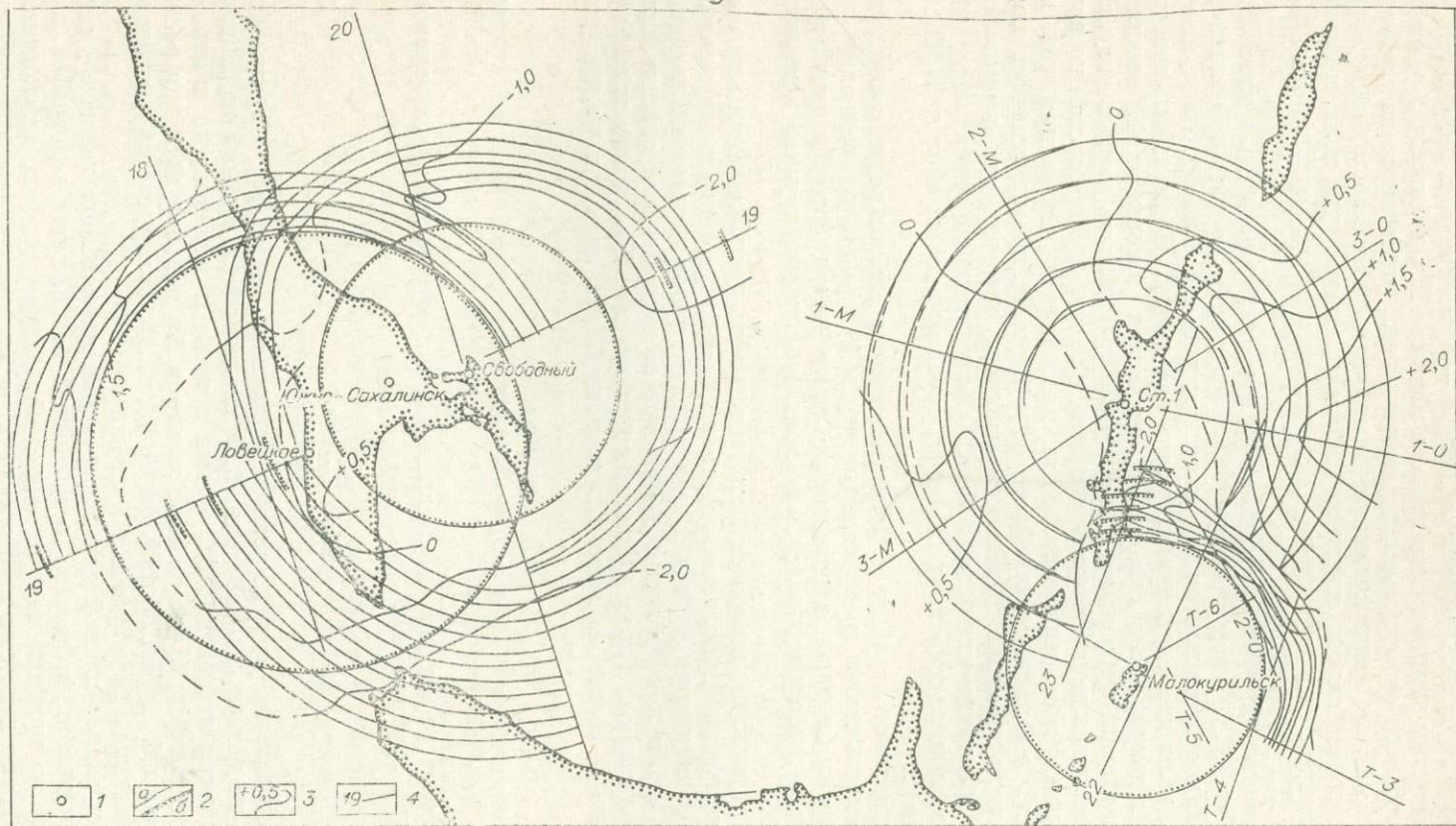


Рис. 41. Некоторые результаты ПСЗ в Южно-Охотском секторе.  
 1 — СПН; 2 — изохроны наблюдаемые (а) и расчетные (б); 3 — разностные изохроны; 4 — линии профилей ГСЗ.

## Характеристика глубинного разреза в районе о. Шикотан по данным ПСЗ

Параметры	Преломляющая граница			
	I	II	III	IV
Эффективная скорость в погружающей среде, км/с . . .	$2,3 \pm 0,5$	$3,2 \pm 0,3$	$4,0 \pm 0,1$	$5,0 \pm 0,1$
Граничная скорость $V_r$ , км/с	$4,6 \pm 0,4$	$5,8 \pm 0,4$	$6,8 \pm 0,2$	$7,6 \pm 0,2$
Средняя глубина $h_0$ , км . . .	$3,7 \pm 0,8$	$6,8 \pm 1,5$	$12,4 \pm 2,0$	$21,4 \pm 4,0$
Предельные превышения, км	$\pm 2,0$	$\pm 2,0$	$\pm 3,0$	$\pm 4,5$

риалы ГСЗ (Зверев, Тулина, 1966; Тулина 1969; Суворов, Жильцов, 1972). Получены следующие значения  $V_{эф1} = 2,3 \pm 0,5$  км/с;  $V_{эф2} = 3,2 \pm 0,3$  км/с;  $V_{эф3} = 4,0 \pm 0,1$  км/с;  $V_{эф4} = 5,0 \pm 0,1$  км/с. С учетом этих данных могут быть определены значения  $h$  и  $\Delta h$  для каждой из разностных изохрон и построены линии изоглубин.

В табл. 6 приведены сводка использованных данных и полученные характеристики глубинного строения земной коры в районе о. Шикотан. Как видно из таблицы, данные для границ IV и III соответствуют характеристикам поверхности Мохоровичича и поверхности так называемого  $l_3^k$  слоя. Границу I, рассматривая совместно геолого-геофизические данные (см. рис. 3, г; 41; табл. 6), можно отнести к подошве малокурильской свиты. Об этом свидетельствует также и то, что граница I резко воздымается (до нулевых глубин) в сторону острова.

По данным ПСЗ земная кора в районе, прилегающем к о. Шикотан, имеет сложное субконтинентальное строение. Там, где можно сопоставить данные по трем верхним границам, их залегание в общем согласное. Эти поверхности имеют прогиб на траверсе пролива Екатерины и поднятия в восточном и северо-восточном направлении от о. Шикотан.

На рис. 41 приведены карты изохрон и разностных годографов для волн, связанных с подошвой земной коры (граница M), построенные по данным станций «Ловецкое», «Свободный», «Малокурильск» и № 1. Карты построены по годографам, исправленным за воду, поэтому они отражают глубину границы M от поверхности дна. Для построения теоретических изохрон брались  $V_r = 8,0$  км/с. Если допустить, что эффективные скорости в земной коре существенно не меняются ( $V_{эф} = 5,7 \pm 0,2$  км/с), то при рассмотрении полученных полей изохрон можно выделить ряд областей, характеризующихся аномальными по сравнению с теоретическими отклонениями времен прихода волн  $P^m$ .

Так, для станций «Ловецкое» и «Свободный» наблюдаются отрицательные величины  $\Delta t$ , достигающие наибольших значений на западном и восточном окончаниях ПР-19 и на южной части ПР-20, что в общем-то указывает на поднятие границы M в данных районах. Положительные значения  $\Delta t = 0,5$  с наблюдаются только в одном районе — на п-ове Крильон, а  $\Delta t = 0$  — у западного берега Сахалина, вблизи ст. «Ловецкое», что указывает на хорошее согласие теоретических и наблюдаемых данных. При сравнении пространственных годографов, полученных станциями «Южно-Сахалинск», «Ловецкое» и «Свободный», можно обнаружить, что в обоих случаях начало регистрации волн  $P^m$  в первых вступлениях наблюдается на временах 20—25 с и расстояниях 110—130 км от станций, исходя из чего можно глубину залегания границы M принять равной 25—30 км.

При анализе данных каждой станции в отдельности видна некоторая разница регистрации волн  $P^m$  в первых вступлениях, что свидетельствует о различной мощности земной коры в разных районах.

В то время как при продольных системах наблюдений регистрация волн  $P^m$  станцией «Ловецкое» в первых вступлениях начинается как максимум со 120—130 км, а на восток от станции «Свободный» (ПР-19) — с 70—80 км, по данным станции «Южно-Сахалинск», регистрация волн  $P^m$  в первых вступлениях начинается только с расстояний 140—150 км.

По данным ст. 1 к югу и юго-востоку от о. Итуруп (Строение земной коры..., 1964) выделяются две аномальные области времен прихода. Обширная область на юго-востоке, между профилями 2-0 и 3-0, характеризуется существенно увеличенными теоретическими временами прихода. Величины  $\Delta t$  достигают здесь +2 с и более. Это может свидетельствовать о наличии на этом участке глубокого прогиба в поверхности  $M$ . На юге наблюдается другая картина — величины  $\Delta t$  при удалении от первой области быстро уменьшаются, достигая значений около  $-1,0$  с в области ПР-2-0. На отдельных участках отмечаются небольшие отклонения наблюдаемого поля от теоретического, не превышающие нескольких десятых долей секунды. Эти отклонения имеют положительные значения на западе и северо-западе от острова и отрицательные — на севере. Из карты для  $\Delta t$  следует вывод о наличии к юго-востоку от Итурупа глубокого прогиба в границе  $M$ . Прогиб этот быстро выполаживается к северо-востоку и к югу от острова.

Рассматривая волновое поле нормального и наблюдаемого годографов волн  $P^m$ , полученных стационарной станцией «Малокурильск» и ст. 1, мы увидим частичное совпадение их данных, которые несколько дополняют друг друга. Так, наблюдается совпадение разностных изохрон, равных 0 и  $-1,0$  с, которые указывают на общий подъем границы  $M$  на юго-восток от о. Итуруп. Дополнительные сведения, полученные станцией «Малокурильск», указывают также на подъем границы  $M$  в районе о. Итуруп. В то же время в восточном направлении (в секторе между профилями Т-3 и Т-4) эта станция дает резкое отклонение  $\Delta t$ , поэтому нельзя сказать что-нибудь определенное о положении границы  $M$ .

Таким образом, анализ некоторых данных ПСЗ, полученных в Южно-Охотском секторе, позволяет сделать ряд методических выводов, полезных для практики региональных сейсмических исследований глубинного строения земной коры в геотектонически сложных районах.

1. ПСЗ дает наглядное представление о распределении по площади исследований кинематических особенностей наблюдаемого волнового поля, по которым уже на предварительном этапе обработки материалов можно качественно судить о характере глубинного строения региона, о структуре и скоростных параметрах толщ, слагающих земную кору.

2. Материалы ПСЗ могут быть использованы при построении нормальной для исследуемого региона модели земной коры, которая в зависимости от детальности наблюдений достаточно обоснованно аппроксимируется одно-, двух- или многослойной средой и может служить исходной при решении прямых задач сейсморазведки.

3. Целесообразно проводить ПСЗ в прибрежно-морских условиях с использованием наземных промышленных взрывов и регистрацией сейсмических волн при помощи серии донных, дрейфующих и других морских установок. К числу районов с такими условиями на Сахалине, в частности, следует отнести Восточно-Сахалинскую шельфовую зону, представляющую практический интерес для разведки нефтегазоносных месторождений. Сочетание этой зоны с открытыми разработками Макаровского угольного бассейна благоприятно для постановки региональных сейсмических исследований.

4. Наиболее оптимальными для проведения пространственных зондирований земной коры следует признать характеристики аппаратуры ПСЗ, для верхней мантии — параметры сейсмических станций региональ-

ного типа. Оптимальной системой наблюдений представляется радиально-концентрическое профилирование.

5. Полученные при анализе данных ПСЗ результаты широко использовались при окончательной интерпретации сейсмических материалов по Южно-Охотскому сектору переходной зоны.

## Глава V

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА

#### § 1. СВОДНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Два сводных геофизических разреза (СГР-1 и СГР-2) протяженностью около 1100 и 800 км соответственно пересекают с запада на восток и юго-восток Южно-Охотский сектор переходной зоны вкрест простирания основных геоструктур (Татарский пролив, Южный Сахалин, Курильская котловина, южная группа Курильских островов, глубоководный Курило-Камчатский желоб, океаническое плато).

В разрезе СГР-1 объединены переинтерпретированные автором данные с сейсмических профилей ПР-19, ПР-18, ПР-20, ПР-1-0, ПР-23, ПР-22; в разрезе СГР-2 — данные ПР-27, ПР-18, ПР-20, ПР-21, Т-3, Т-4, Т-6 (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Строение земной коры..., 1964; Тулина, 1969; Суворов и др., 1970).

Приведенные разрезы свидетельствуют о сложном и разнообразном строении земной коры Южно-Охотского сектора переходной зоны. Мощность и скоростные параметры слоев, слагающих земную кору, меняются в значительных пределах.

Наиболее четко и почти повсеместно выделяются связанные с кровлей ( $d^k$ ) и подошвой ( $d^m$ ) земной коры границы, преобладающие значения граничных скоростей на которых лежат в пределах  $V_T^k=6,0-6,5$  км/с и  $V_T^m=7,8-8,3$  км/с. В ряде мест на этих границах встречаются аномальные значения скорости, отличающиеся от преобладающих на 0,2—0,9 км/с и более (6,8; 7,2; 7,5; 7,6; 8,5—9,1 и 9,9 км/с), которые, как правило, приурочены к участкам профиля, проходящим в зонах сочленения разнотипных структур земной коры. Кроме того, выделяются значения  $V_T^o=3,3-5,0$  км/с, свойственные границам в осадочно-вулканогенном слое ( $l^o$ ), а также  $V_T^k=6,6-7,6$  км/с, характерные для границ, эпизодически прослеживающихся внутри консолидированной толщи земной коры.

Разрез осадочно-вулканогенной толщи и слоистость консолидированной коры меняются в разных районах Южно-Охотского сектора. Вслед за авторами «Глубинного сейсмического зондирования...» (1971) здесь можно наметить по крайней мере два вида разреза верхней толщи земной коры. 1. Осадочно-вулканогенная толща без или с одной преломляющей границей, имеющей малые значения скоростей  $V_T^{oc-o}=2,6-3,2$  км/с. 2. Осадочно-вулканогенная толща, имеющая одну преломляющую границу с повышенными скоростями ( $V_T^o$  до 4,2—5,4 км/с).

Подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) в Южно-Охотском секторе характеризуется граничными скоростями 7,6—8,3 км/с и перепадами в глубине залегания, достигающими 20 км и более. Под островами в целом мощность земной коры составляет около  $30 \pm 5$  км, в районе Курильской котловины — 12—15 км, на ложе Тихого океана — 6—8 км.

Стратификация сейсмических слоев и границ, выделяемых в земной коре при морских сейсмических исследованиях, до настоящего времени

является проблематичной и носит дискуссионный характер. Обычно верхняя часть разреза в прибрежных зонах сопоставляется с геологией побережий, а слои глубинного разреза носят условные названия «осадочного», «гранитного», «базальтового» и «подкорового» или фигурируют под символами  $l^o$ ,  $l^o$ ,  $l^k$ ,  $l^m$  (см. табл. 3).

В последние годы наиболее детально изучен сейсмический разрез Южного Сахалина и прилегающих акваторий (Суворов и др., 1970). При сопоставлении его с геологическими данными (см. рис. 3) намечаются некоторые корреляционные связи между отдельными стратиграфическими комплексами и наблюдаемыми сейсмическими слоями (Лившиц, 1972; Скорикова, 1965). Это позволяет провести геолого-геофизическое описание последних для Южно-Охотского сектора переходной зоны в рамках формальной стратификации, согласно которой преломляющей границе  $d^o$  с граничными скоростями менее 5,5 км/с, наблюдаемой в осадочном слое, может соответствовать раздел между отложениями палеогена и верхнемелового возраста. Сейсмические границы со скоростями 5,5—6,4 км/с, относимые к слою  $l_{4-2}^k$ , могут датироваться мезозоем. Сейсмические слои  $l_{3-4}^k$  с граничными скоростями 6,5—7,4 км/с в таком случае могут быть отнесены к кембрийскому и более раннему времени.

Ниже на основании высказанных предположений наряду с кратким описанием сейсмического разреза приводится попытка геологической интерпретации данных ГСЗ вдоль субширотного профиля СГР-1 (рис. 42).

В разрезе выделяются четыре крупных блока, различающихся по мощности земной коры и характеру слоистости: а) Сахалинский блок континентальной коры, захватывающий Татарский пролив, Сахалин, его шельф и склон Курильской котловины; б) блок субокеанической коры, включающий в себя Курильскую котловину; в) Курильский блок субконтинентальной коры, представленный на поверхности Большой и Малой Курильскими дугами, включающими в себя западный склон Курило-Камчатского глубоководного желоба; г) блок океанической коры — восточный борт глубоководного желоба и океаническое плато.

Сахалинский блок континентальной коры на профиле представлен разрезом шириной в 350 км. В этом блоке удалось выделить наибольшее число границ раздела, представляющих относительно полный геологический разрез, со скоростями 4,0—4,4; 5,0—5,5; 6,2—6,4; 7,2—7,4; 7,8—8,2 км/с. Отложения мелового возраста, ограниченные снизу разделом  $d_3^o$  со скоростью  $V_r=5,0-5,1$  км/с, перекрываются рыхлыми осадками предположительно третичного возраста (средние скорости в них варьируют от 2,0 до 2,5 км/с). Их мощность уменьшается от 4—5 км (в начале профиля) до выхода на дневную поверхность (в районе двухсотого километра). Возможно, что здесь они еще перекрыты незначительной толщей четвертичных осадков. Намечаемое тектоническое нарушение в районе 180-го километра и глубинный разлом на 250-м километре ограничивают участок профиля с наиболее сложным строением верхней части разреза. Пятикилометровая толща, ограниченная сверху разделом с  $V_r=5,1$  км/с, может быть отнесена к нижнемеловым отложениям. Высокие (до 3,5 км/с) средние скорости в вышележащей толще, а также наличие магнитоактивных возмущающих масс в ней указывает на то, что эта толща сложена уплотненными осадочно-вулканогенными породами, вероятно, третичного — верхнемелового возраста. Территориально эта зона ( $X=180-240$  км) приурочена к Чеховско-Холмскому синклинию.

Граница  $d_2^k$  с  $V_r=6,4$  км/с, отождествляемая с разделом мезозойских отложений, регистрируется на глубине около 7 км и морфологически выдержана с пятикилометровой отметки профиля до нарушения в районе  $X=240$  км. Покрывающая толща характеризуется высокими пластовыми скоростями, которые соответствуют метаморфизованным осадочно-вулканогенным образованиям нижнемелового возраста. Наличие

в покрывающей толще магнитоактивных тел говорит о присутствии в ее составе основных интрузий. На участке профиля  $X=180-240$  км граница  $d_2^k$  имеет несколько меньшую граничную скорость ( $V_r=6,2$  км/с), но здесь отмечается резкое увеличение средней скорости, что свидетельствует о значительном уплотнении покрывающих слоев. Возможно, что эта граница, морфология которой в основных чертах повторяет морфологию вышележащих слоев, представляет собой нижнюю кромку упомянутого синклиория. Последнее хорошо согласуется с нижнемезозойским — верхнепалеозойским возрастом границы, которая является кровлей  $l_{1-2}^k$  слоя мощностью от 10 до 14 км. Состав этого слоя и взаимоотношение его с покрывающими породами неясен. Однако необходимо отметить, что подошва  $l_{1-2}^k$  слоя с  $V_r=7,2-7,4$  км/с — хорошая отражающая граница.

Далее на восток ( $X=240-350$  км) земная кора в целом имеет более сложное строение. Прежде всего это определяется тем, что рассматриваемый участок приподнят относительно западной части на 4—5 км по глубинному тектоническому разлому. Верхи разреза характеризуются уменьшенной до 1,5—2,0 км мощностью меловых отложений, сильно уплотнены (средняя скорость равна 3,5 км/с), имеют магнитовозмущающие включения, возможно, в виде основных интрузий. Подстилающая толща общей мощностью 8,9 км расслаивается на два комплекса, верхний из которых ограничен по кровле верхнемеловыми отложениями ( $V_r=5,0$  км/с), а снизу границей с  $V_r=6,2$  км/с. Таким образом, возраст всей рассматриваемой толщи определяется возрастом границы с  $V_r=5,0$  км/с (верхний мел) и поверхности  $l_{1-2}^k$  слоя с  $V_r=6,4$  км/с (мезопалеозой).

Венчает разрез слой рыхлых осадков со средней скоростью 2,2 км/с и менее, мощность которого не более 1 км. Морфология всех границ (вплоть до границы с  $V_r=6,4$  км/с) отражает синклинальный этап развития участка и лишь самая верхняя граница, связанная с подошвой рыхлых осадков, подчеркивает антиклинальный характер современного структурного плана Сусунайского антиклиория.

Слой  $l_{1-2}^k$  мезопалеозойских отложений резко выклинивается на восток. Мощность его меняется от 9 до 3 км. Подстилается он предположительно кембрийскими породами слоя  $l_{3-4}^k$ , также уменьшающего мощность с запада на восток с 14 до 10 км. Граница Мохоровичича, залегающая на глубинах от 32 до 21 км, имеет граничную скорость 8,2 км/с.

В пределах острова обнаруживаются четыре разлома, два из которых ограничивают Сахалин со стороны Татарского пролива и Охотского моря, третий, вероятно наиболее мощный, погребен под толщей рыхлых отложений, выполняющих Сусунайскую депрессию, возможно, доходит до подошвы земной коры. Его проекция на дневную поверхность не соответствует Центрально-Сахалинскому взбросо-надвику — наиболее значительному тектоническому нарушению Южного Сахалина. Мы полагаем, что выделенный разлом в действительности представляет сближенную систему разрывных нарушений (ослабленную зону в коре), не разрешенных принятой методикой наблюдений ГСЗ. Рядом с мощным разломом намечается небольшой разлом, захватывающий верхнюю часть земной коры.

Разломы в волновой картине проявляются нарушениями групповой корреляции, в системе годографов — смещением отдельных ветвей, в геофизических полях — локальными аномалиями.

Таким образом, континентальный блок земной коры системой разломов разбивается на ряд более мелких геоструктур, каждой из которых свойственны свои строение, характер слоистости и скоростной разрез.

В свете приведенных данных и сделанных предположений о возрасте границы  $d_2^k$ , связанной с кровлей слоя  $l_{1-2}^k$ , можно предполагать, что начиная с верхов палеозоя — низов мезозоя на территории острова и прилегающего шельфа существовали геосинклинальные условия.

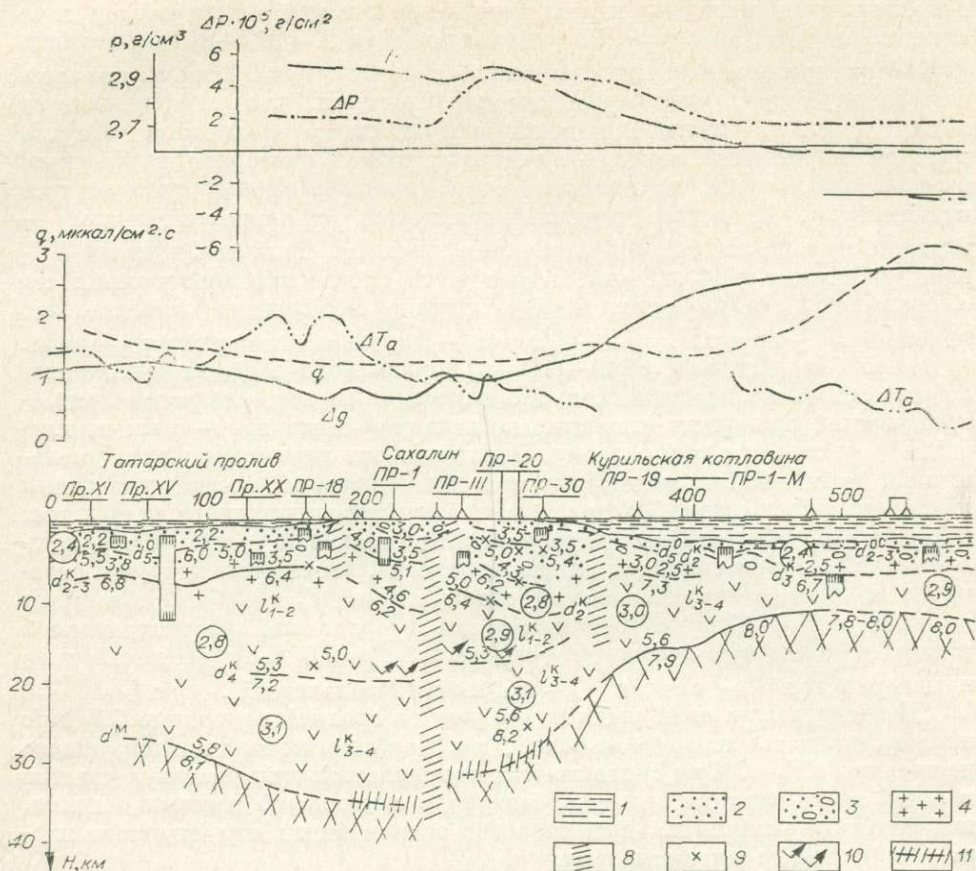
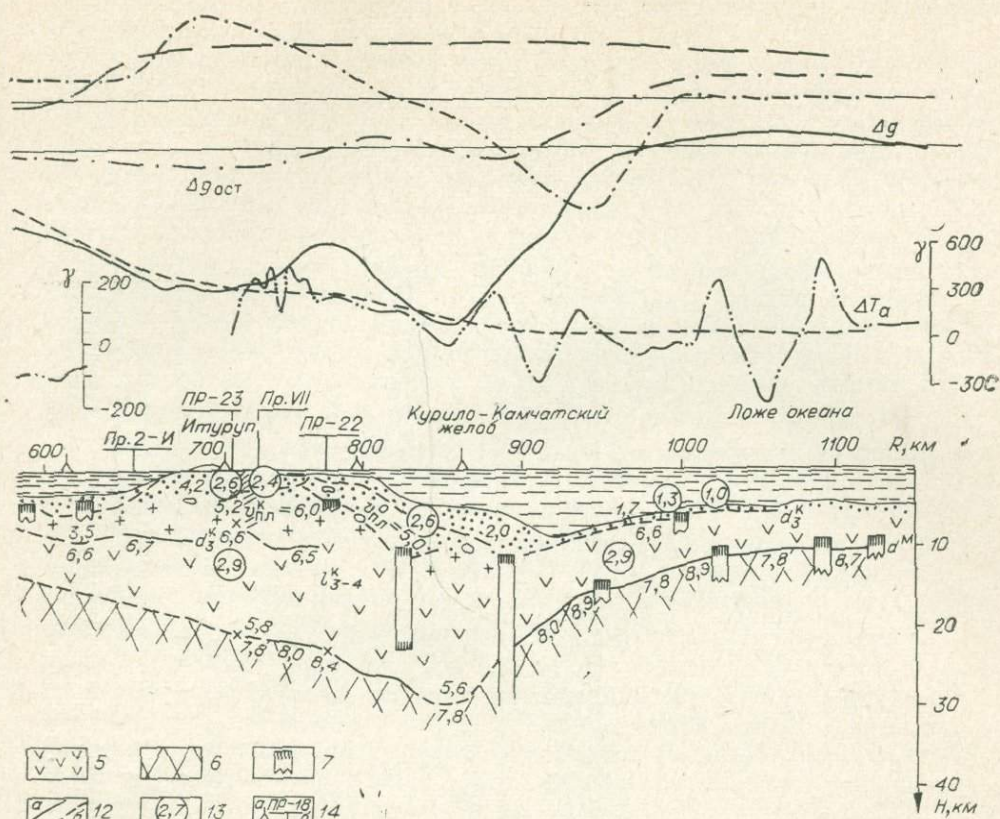


Рис. 42. Сводный геофи

Обозначения слоев разреза: 1 — водный ( $l^B$ ); 2 — рыхлые осадки ( $l_{1-3}^{OC}$ ); 3 — уплотненные образования коры ( $l_{1-3}^K$ ); 4 — верхняя мантия ( $l_{1-3}^M$ ); 5 — магнитоактивные тела; 6 — разломные зоны; 7 — пологие границы; 8 — отражающие; 9 — гипотетические; 10 — построенные по надежным ( $a$ ) рующей станции ( $a$ ) и секущего профиля ( $b$ ). Над разрезом графики интенсивности геофизических данных:  $\Delta P$  — среднего давления на условный уровень в мантии;  $\rho$  — средней плотности в земной коре;  $\Delta T_{\text{ост}}$  —

Блок субокеанической коры на разрезе приурочен к Курильской котловине. Мощность консолидированной коры по краям этого блока 14—16 км, в центральной части — 9 км. Переход континентальной коры к субокеаническому типу резко выражен в строении консолидированной части разреза, более плавный характер перехода имеет осадочно-вулканогенная толща. Рыхлые осадки, перекрывающие меловые и мезопалеозойские отложения, имеют мощность 2,0—4,0 км. По данным МОВ, начиная с 500-го километра профиля, кровля этих пород совпадает с границей «Ф», а в осадках на глубине около 1 км отмечается граница  $d^{OC}$  между рыхлыми и уплотненными осадками. Слой рыхлых осадков сильно расчленен, изобилует множеством отражающих площадок, нижний — более мощный — однороден в сейсмическом смысле. Скорость сейсмических волн в первом слое 1,7 км/с при общем значении скорости для всей осадочной толщи 2,5 км/с.

Обнаруженные методом отраженных волн две куполообразные структуры ( $X=410-460$  км) свидетельствуют о сложном внутреннем строении осадочной толщи. Осадки в Курильской котловине подстилаются высокоскоростными породами слоя  $l_{3-4}^M$  с  $V_T=6,7$  км/с, которые по предполагаемой стратификации могут быть отнесены к кембрийскому времени.



зический разрез СГР-1.

( $l_{1-5}^0$ ); 4 — верхний слой консолидированной коры ( $l_{1-5}^k$ ); 5 — нижний слой консолидированной жезие границы на сечущем профиле (верхняя цифра — значение  $V_{эф}$ , нижняя —  $V_T$ ), 10—12 — сейс- и неуверенным (б) данным ГСЗ; 13 — значение средней плотности в слое; 14 — положение регистри- полей:  $\Delta g$  — гравитационного (в редукции Буге);  $\Delta T_a$  — магнитного,  $g$  — теплового;  $\Delta l^*$  — ало- разница между наблюдаемой и рассчитанной по сейсмическим данным аномалией Буге.

Мощность слоя  $l_{3-4}^k$  меняется от 12 км на западе субокеанического блока до 5 км в его центре и до 9 км в районе 630-го километра профиля. Особенность глубинного строения этого блока — зеркальная корреляция между рельефом опускающегося дна котловины с рельефом поднимающейся границы Мохоровичича. Последняя имеет глубину залегания от 16 км на западе (350-й километр профиля) до 8 км в области максимальных глубин моря и до 12 км на 630-м километре. Граничные скорости на поверхности  $d^M$  несколько понижены и меняются от 7,8 до 8,0 км/с.

Таким образом, рассмотренный блок характеризуется уменьшенной мощностью слоя  $l_{3-4}^k$  и увеличенной мощностью осадков. Сочленение его с блоком континентальной коры Сахалина происходит по тектоническому нарушению. Однако последнее не приводит к резкому исчезновению слоя  $l_{1-2}^k$ : он плавно выклинивается на восток. Отсутствие преломляющей границы, связанной с кровлей  $l_{3-4}^k$ , на участке вероятного выклинивания пород слоя  $l_{1-2}^k$  может в какой-то мере говорить о наличии современного фронта метаморфизма, направленного на переработку толщ этого слоя.

Восточное сочленение Курильской котловины с зоной курильских островов более сложное. Тектонический разлом, предполагаемый здесь

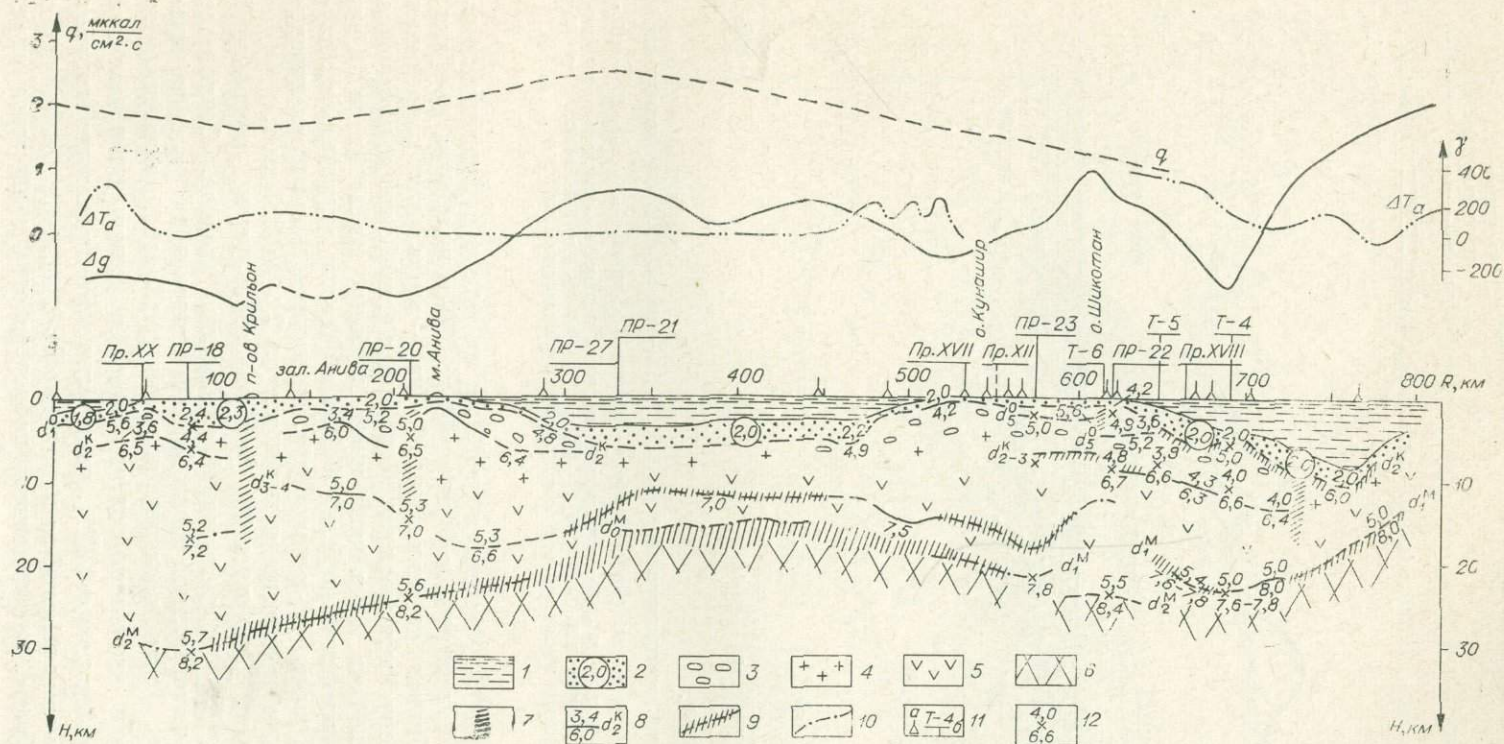


Рис. 43. Сводный геофизический разрез СГР-2.

Обозначения слоев разреза: 1 — водный ( $l_{\text{в}}$ ); 2 — рыхлые осадки ( $l_{3-4}^{\text{ос}}$ ), цифра — значение  $V_{\text{эф}}$ ; 3 — уплотненные образования ( $l_{1-5}^{\text{о}}$ ); 4 — верхний слой консолидированной коры ( $l_{1-2}^{\text{к}}$ ); 5 — нижний слой консолидированной коры ( $l_{3-4}^{\text{м}}$ ); 6 — верхняя мантия ( $l_{1-3}^{\text{м}}$ ); 7 — разломные зоны; 8—10 — обозначения границ раздела, построенных по уверенным данным (8) (цифры над границей —  $V_{\text{эф}}$ , внизу —  $V_{\text{Г}}$ ), по неполным данным (9) (штрих — область возможного положения границы); 11 — станция ГСЗ на профиле наблюдений (а), секющие профили (б); 12 — положение границы на секущем профиле (верхняя цифра — значение  $V_{\text{эф}}$ , нижняя —  $V_{\text{Г}}$ ). Над разрезом графики интенсивности геофизических полей:  $\Delta g$  — гравитационного (в редукции Буге),  $\Delta T_{\alpha}$  — магнитного,  $q$  — теплового,

по наличию гравитационной ступени, в сейсмических данных не нашел отражения. Его можно выделить лишь по сложному характеру сочленения сейсмических границ в районе  $X=630$  км.

Курильский блок земной коры занимает участок профиля между 630-м и 920-м километрами и отвечает коре субконтинентального типа. Самая верхняя часть разреза состоит из плотных, видимо, вулканогенных отложений со средней скоростью 4,2 км/с и мощностью до 3 км (в районе 680-го и 720-го километров профиля), перекрытых рыхлыми осадками мощностью 1,5 км, имеющих среднюю скорость 1,7 км/с в пределах 720—810-километровых отметок. Если на первом участке вулканогенные осадки подстилаются кровлей слоя  $l_{1-2}^k$  с  $V_T=6,2$  км/с (предположительно мезо-палеозойские отложения), то на восточном рыхлые осадки подстилаются слоем с  $V_T=5,0$  км/с на поверхности, которая может быть отнесена по принятой стратификации к кровле меловых отложений вулканогенного типа, вероятно тождественных отложениям западного участка. Они подстилаются слоем  $l_{3-4}^k$  (кембрийскими породами) с  $V_T=6,6$  км/с.

Здесь не отмечено наличие слоя  $l_{1-2}^k$ . Характер его выклинивания не ясен. Возможно, что выклинивание происходит на участке 720—750-го километра профиля за счет поднятия границы, связанной с кровлей слоя  $l_{3-4}^k$ . Характерно, что на этом участке она зафиксирована только на восточном крыле поднятия ( $V_T=6,6-6,7$  км/с). Возможно также, что это связано с наличием фронта метаморфизма и отсутствием раздела между слоями  $l_{1-2}^k$  и  $l_{3-4}^k$ . Можно предполагать, что мощность слоя  $l_{3-4}^k$  не превышает 3—4 км, мощность  $l_{3-4}^k$  меняется в пределах 8—16 км. Рельеф границы Мохоровичича, плавный на западном обрамлении участка ( $V_T=8,0$  км/с), резко изрезан в центре, где наблюдается выступ с амплитудой до 3 км и уменьшенной граничной скоростью (7,7 км/с), восточный борт которого быстро погружается в сторону прогиба подошвы земной коры, амплитуда которого достигает 10 км.

В разрезе субконтинентального блока максимальная глубина залегания подошвы земной коры равна 28 км, что примерно на 7 км меньше величины, рассчитанной ранее (Строение земной коры..., 1964). Такое изменение мощности коры получено при переинтерпретации данных ГСЗ с учетом результатов МОВ по рыхлым осадкам на профиле ПР-1-0 (см. гл. IV, § 1, 4). Прогиб под западным склоном глубоководного желоба сохранился, но величина его оказалась значительно меньше. Мощность коры в районе подводного хребта Витязя, определенная по ПР-1-0 в новой интерпретации, равна около 18 км. В то же время глубины залегания поверхности  $d^m$ , определенные по ПР-22 и ПР-23 с учетом поправки за рыхлые осадки, равны соответственно 20 ( $V_T=8,0-8,4$  км/с) и 23 км ( $V_T=8,4$  км/с). Учитывая несколько завышенные значения граничных скоростей (8,4 км/с), можно предполагать, что во втором случае определена граница внутри мантии.

Блок океанической коры начинается на  $X=900-950$  км и продолжается в сторону океана, включая в себя восточный борт глубоководного желоба и краевой океанический вал, которые характеризуются наиболее простым строением земной коры (мощность 5—8 км), состоящей из двух слоев: осадочного со скоростью 1,8—2,0 км/с, имеющего мощность до 1 км, и высокоскоростного слоя с  $V_T=6,6$  км/с, мощность которого колеблется от 5 до 8 км. Граничная скорость на подошве земной коры 7,9—8,9 км/с.

В глубинном разрезе СГР-2 (рис. 43), так же как и в СГР-1, наблюдается общее уменьшение мощности земной коры с запада на восток. Выделяются четыре блока, различающихся мощностью и скоростными параметрами всей коры и слагающих ее слоев: блок континентальной коры, включающий Татарский пролив, Анивский залив и юго-западный склон Курильской котловины; блок субконтинентальной коры, совпа-

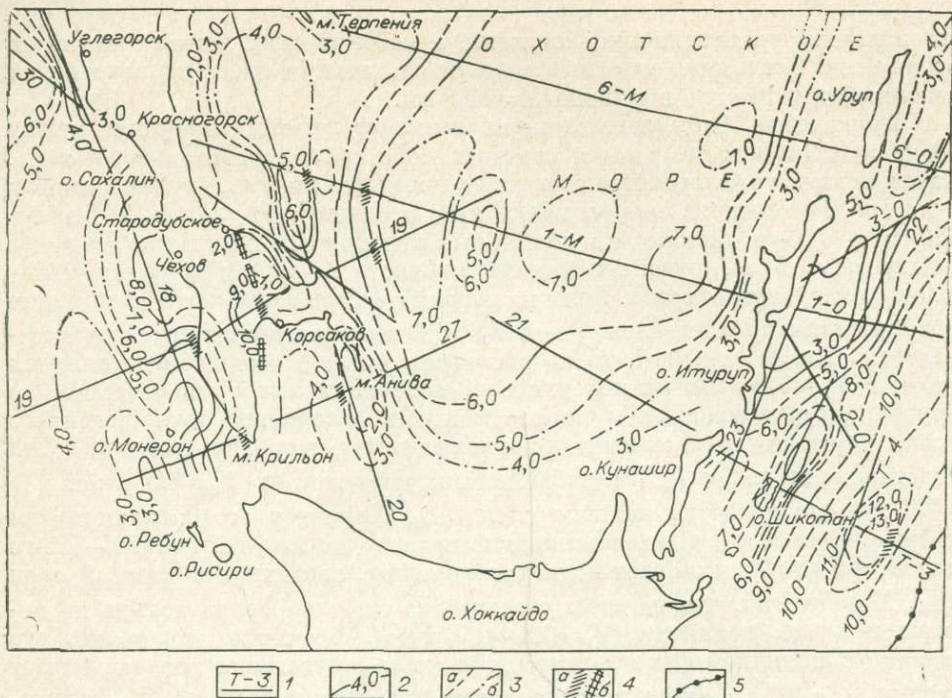


Рис. 44. Схема изоглубин кровли консолидированной коры.

1 — профили ГСЗ; 2 — линии изоглубин, построенные по относительно надежным данным ГСЗ, 3 — изолинии, представляющие неуверенные сейсмические результаты (а) и участки экстраполяции (б); 4 — разломные зоны по сейсмическим (а) и геологическим (б) данным; 5 — ось глубоководного желоба.

дающий в плане с южным склоном Курильской котловины; блок континентальной коры уменьшенной мощности, объединяющий Курильские острова и западный склон Курило-Камчатского глубоководного желоба; блок океанической коры, к которому приурочены ось и восточный склон желоба и вал Зенкевича. Отдельные блоки разреза СГР-2, как и характерные особенности их строения, хорошо выделяются на рис. 43, поэтому детальное описание их в работе не приводится.

Сеть разрезов, построенных по профилям ГСЗ (см. рис. 1), послужили основой для районирования Южно-Охотского сектора и по некоторым элементам глубинного строения земной коры. В работе рассматриваются схема изоглубин поверхности консолидированной коры и схема распределения по площади исследований мощности твердой земной коры. Схемы, в зависимости от полноты и качества данных, отражают различную достоверность и детальность построений, показанную в изолиниях: сплошные линии проведены по надежным сейсмическим данным, штриховые представляют неуверенные сейсмические результаты, штрихпунктир относится к гипотетическим построениям и участкам экстра- и интерполяции. Схема распределения мощности рыхлых осадков в пределах Южно-Охотского сектора рассмотрена выше (см. гл. IV, § 1).

Обращаясь к схеме изоглубин поверхности консолидированной коры ( $V_T \geq 5,5$  км/с), составленной для Южно-Охотского сектора (рис. 44), можно выделить ряд районов, характеризующихся различной мощностью комплекса водной и осадочно-вулканогенной толщ. Наибольшая мощность его по сейсмическим данным достигает 8—10 км и приурочена к Сусунайской и Муравьевской депрессиям, захватывает восточную часть п-ова Крильон и, распространяясь вдоль глубинного разлома, наблюдает-

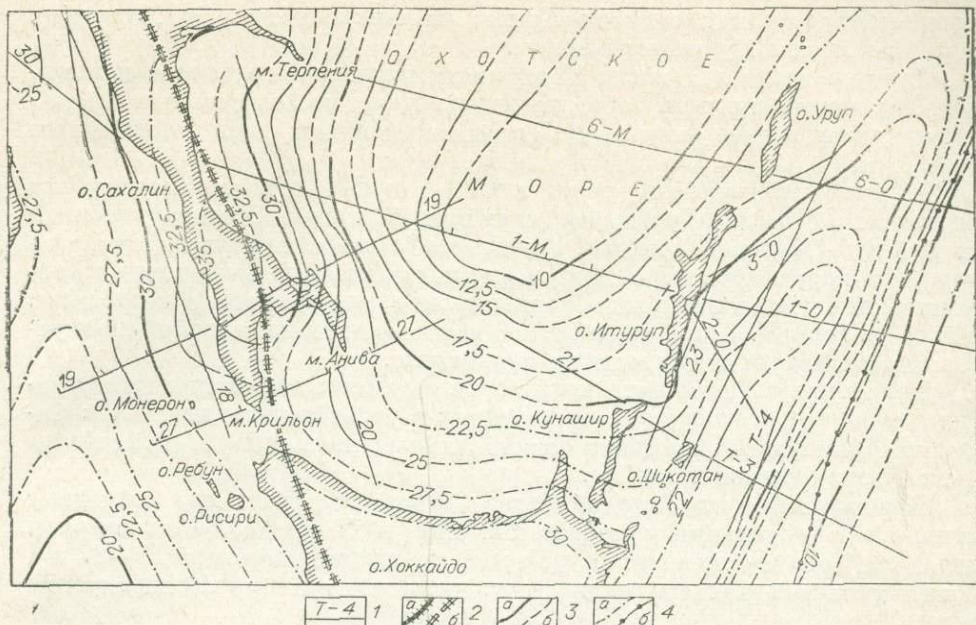


Рис. 45. Схема распределения мощности твердой земной коры.

1 — профили ГСЗ; 2 — глубинные разломы по геологическим (а) и сейсмическим (б) данным; 3 — изолинии мощностей: а — надежные, б — неуверенные; 4 — гипотетичные изолинии (а) и положение оси глубоководного желоба (б).

ся севернее широты  $48^\circ$  в пределах Западно-Сахалинского хребта и его отрогов.

В Татарском проливе к западу от г. Чехова в поверхности консолидированной коры наблюдается довольно глубокий (7—8 км) прогиб меридионального простирания с пологим северным и более крутым южным бортами. Ряд углублений изометричной формы (глубиной до 6—7 км) отмечается в кровле консолидированной коры южной части Охотского моря: здесь значительная доля глубины приходится на водный слой, который в Курильской котловине достигает 3 км. Подъемы кровли консолидированной коры (до 1—3 км от дневной поверхности) в Сахалинском блоке приурочены к прибрежным участкам острова.

Район южной группы Курильских островов характеризуется чередованием линейно-вытянутых поднятий и прогибов в кровле консолидированной коры. Амплитуда их в основном не превышает 2 км, только к востоку от о. Итуруп имеется локальный участок, где осадочно-вулканогенный комплекс не более 6 км, а глубина океана достигает 9 км.

Рассматривая схему изоглубин подошвы земной коры (рис. 45), можно отметить, что рельеф ее характеризуется сложным строением. Наибольшая мощность коры (более 30 км) приурочена к островам Сахалину и Хоккайдо, наименьшая (менее 10 км) — к Курильской котловине и к области Тихого океана восточнее оси Курило-Камчатского желоба.

Изолиния 30 км в районе залива Терпения следует примерно параллельно береговой линии острова, заходит на сушу в районе Сусунайского хребта и пересекает Южный Сахалин, залив Анива и по глубинному разлому проходит на северное побережье Хоккайдо. Западнее Сахалина эта изолиния захватывает широкую область приостровного шельфа.

Восточнее Южного Сахалина граница  $d^M$  испытывает резкий подъем в сторону глубоководной котловины. Изолинии глубин  $d^M$  следуют в основном параллельно склону Курильской котловины с небольшим изгибом в сторону пролива Лаперуза. Уменьшение до 25—27 км мощности земной

коры отмечается под заливом Анива, на северном шельфе Хоккайдо, в районе Малой Курильской гряды.

В приматериковой части Татарского пролива поверхность испытывает некоторый подъем, образуя в рельефе положительную структуру (валообразное поднятие), протягивающуюся вдоль Азиатского побережья.

В целом приведенные разрезы СГР-1 и СГР-2 и схемы основных поверхностей раздела отражают сложную блоковую структуру земной коры Южно-Охотского сектора. Глубинные блоки коры первого и второго порядков коррелируются с такими крупными морфологическими элементами земной поверхности, как берег материка, глубоководные котловины, острова, проливы. Для блоков земной коры характерно своеобразие внутренней слоистости и скоростных параметров.

В районах с континентальной корой выделены новые крупные структуры коры второго порядка, выраженные в рельефе поверхности  $d^M$ : Сахалино-Хоккайдский прогиб и Сихотэ-Алиньский вал (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971).

Первый имеет глубину  $d^M$  более 30 км, очертания его совпадают примерно с границами островов Сахалин и Хоккайдо. Исключением являются Тонино-Анивский полуостров, где глубина  $d^M$  около 25—27 км, и шельф на юге Татарского пролива, имеющий границу  $d^M$  на глубине более 30 км.

Второй очерчивается изолиниями 25—27,5 км. Возможно, что этот вал не ограничивается рассматриваемым районом Южно-Охотского сектора, а идет на юг к берегам Приморья (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971).

## § 2. НЕКОТОРЫЕ СВЯЗИ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

Совместный анализ результатов сейсмических исследований глубинного строения земной коры с гравиметрическими данными (в редукции Буге), полученными в Южно-Охотском секторе переходной зоны, позволяет сделать ряд выводов о геологической природе гравитационных аномалий (см. рис. 5, 42—45).

Как и при исследованиях по ГСЗ, гравиметрические наблюдения дают наиболее точные данные о глубинной среде лишь в районах, где изучены осадки. Поэтому перед интерпретацией кривые  $\Delta g$  приводятся к опорной поверхности наблюдений ГСЗ путем введения поправок за толщу слабоуплотненных отложений.

В Южно-Охотском секторе, где выполнен наибольший объем сейсмических исследований, являющихся основой для расчетов гравитационного поля, скоростные характеристики разрезов позволяют судить о распределении средней плотности земной коры. Отмечается, что расчетные значения ее на основании известных соотношений (Гамбурцев, 1959; Скорикова, 1965 и др.) меняются в пределах от 2,70 до 2,95—3,80 г/см<sup>3</sup>. Выделяются зоны минимальных плотностей, расположенные в районе Курильской котловины и вдоль западного борта глубоководного Курило-Камчатского желоба. Южно-Курильские острова выделяются максимумом плотностей.

Сопоставление поля  $\Delta g$  с глубинным строением Сахалина показывает, что локальные элементы поля  $\Delta g$ , которые целиком или большей частью расположены в его пределах, обусловлены плотностными неоднородностями коры, распространяющимися в основном не глубже 10 км. В частности, гравитационный максимум на западе Сахалина связан с заметным подъемом уплотненных слоев разреза земной коры. Гравитационной ступени в центральной части острова отвечает мощный разлом в

коре, вдоль которого наблюдается контакт слоев с разной плотностью до глубины 10 км. Возможно, что менее значительные различия в плотности коры по обе стороны от разлома следятся до глубины 20 км. Количественные расчеты, основанные на модели коры, построенной по данным ГСЗ, показывают, что выявленных структурных элементов достаточно для объяснения наблюдаемой аномальности поля  $\Delta g$  в пределах Сахалина (Суворов и др., 1970).

На акваториях, окружающих острова, наблюдается хорошее качественное соответствие между полями  $\Delta g$  и мощностью коры. Сравнение наблюдаемого поля  $\Delta g$  и гравитационного эффекта коры, полученного решением прямой задачи для разреза по профилю СГР-1 (см. рис. 42, кривая  $\Delta g_{\text{ост}}$ ), подтверждает существование большой плотности мантии в прикурильской части океана (Вацилон и др., 1968) и не подтверждает наличие заметного локального уплотнения мантии в районе глубоководного желоба (Гуезов и др., 1968).

Для выявления отклонения земной коры от равновесного состояния использован метод подсчета вертикального давления на условный уровень в мантии, что, в отличие от применения для этих целей изостатических аномалий, позволяет воспользоваться данными ГСЗ.

Как видно из графика относительных давлений (см. рис. 42, кривая  $\Delta P$ ), каждая крупная морфоструктура, пересекаемая профилем, характеризуется своей величиной  $\Delta P$ . Если в качестве эталона сравнения использовать сейсмический разрез типично океанической коры, то избыточным давлением (в порядке возрастания величин) будут характеризоваться Курильская котловина, южная часть Татарского пролива, восточная часть Сахалина, Курильские острова; недостатком давления — Курило-Камчатский желоб.

Под о. Итуруп, в частности, избыточное давление может быть обязано наличию непосредственно под островом мантийного вещества пониженной плотности, не учтенного при вычислении давления. На это обстоятельство косвенно указывают сейсмологические данные о пониженных до 7,7 км/с скоростях в мантии под Южными Курильскими островами (Федотов и др., 1969). Если нижняя граница меньшей плотности мантии находится на глубине 100 км, то разуплотнение достигает 0,06 г/см<sup>3</sup>.

Под Курило-Камчатским желобом вычислениями обнаруживается недостаток вертикального давления. Причем над желобом не удастся выявить остаточную положительную аномалию, которую могли бы вызывать дополнительные массы, не учитываемые при расчетах.

Как указывалось ранее (гл. II, § 3, рис. 6), аномальное магнитное поле ( $\Delta T$ ) в пределах профиля изучено неравномерно. При сравнении геологической и магнитной карт острова видно, что распределение особенностей поля не связано с крупными тектоническими структурами. Отдельные же локальные относительно положительные аномалии магнитного поля вызываются большей частью присутствием интрузивных тел. Заметная корреляция кривой  $\Delta T$  с формой кровли слоя  $V_T = 6,4$  км/с в пределах Сахалина и Татарского пролива (см. рис. 6, 42, 44) указывает на возможную обусловленность региональной составляющей поля  $\Delta T$  магнитными свойствами этого слоя.

Для характеристики магнитного поля Курильской котловины недостаточно данных, однако присутствие локальных аномалий  $\Delta T$  на высоте 2 км над впадиной показывает, что земная кора в этом районе неоднородна.

Наличие на участках профиля к востоку от о. Итуруп нескольких рядом расположенных крупных однопорядковых аномалий затрудняет их выделение в чистом виде.

Выявлению закономерностей распределения магнитовозмущающих объектов в земной коре, их связи с глубинным строением, тектонической активностью различных районов переходной зоны посвящены некоторые исследования (Гайнанов, Соловьев, 1963; Кочергин и др., 1970; Ривощ,

1964; Туезов и др., 1967; и др.). В Южно-Охотском секторе повсеместно выделяются три типа магнитовозмущающих тел — «коровых», «подкоровых» и «смешанного» типа. В пространственном распределении глубины залегания верхних и нижних кромок магнитоактивных тел для Курило-Камчатской части сектора замечены следующие особенности.

1. В районе Большой Курильской гряды и хребта Витязя глубина залегания верхних кромок наименьшая и составляет 1—6 км, что, по данным ГСЗ, соответствует мощности осадочно-вулканогенного комплекса в районе южной группы Курильских островов. Это позволяет приписать магнитоактивным телам связь с комплексами эффузивного происхождения, хотя не исключена и связь некоторых аномалий с разломами неглубокого заложения (Кочергин и др., 1970).

2. Юго-восточный склон Курило-Камчатского желоба, совпадающий в плане с областью небольших градиентов мощности земной коры, характеризуется телами более глубокого заложения. Наиболее развиты здесь тела «корового» типа. Верхние кромки (глубина заложения 7—14 км) приурочены к кровле слоя  $I_{3-4}^k$ , корни магнитных тел, уходящие на глубины 25—26 км и даже до 41 км, связаны с подошвой земной коры. Линейные магнитные аномалии, расположенные на фоне Восточно-Курильской региональной аномалии, могут быть связаны с зонами разломов и обусловлены внедрением в земную кору магматических магнитных масс из верхней мантии Земли.

3. Северо-западный склон Курило-Камчатского глубоководного желоба выражен магнитоактивными телами относительно неглубокого заложения. Верхние кромки располагаются на глубинах 6-7 км и приурочены к осадочной толще и кровле слоя  $I_{3-4}^k$ . Возможно, они связаны как с разломами местного порядка, так и с интрузивами.

4. Вал Зенкевича характеризуется относительным погружением магнитоактивных тел. Глубины верхних кромок варьируют в пределах 7,4—14,5 км, а нижних — 10,5—34 км. Здесь развиты в основном магнитные тела «смешанного» и «подкорового» типа.

Характер поля и параметры магнитоактивных тел позволяют связать линейные магнитные аномалии, простирающиеся вдоль вала Зенкевича, с глубинными разломами или линейными неоднородностями нижних горизонтов земной коры и верхней мантии.

5. Для основных геоструктурных элементов переходной зоны в Курило-Камчатском регионе, а именно Большой Курильской гряды (внутренняя островная дуга), Малой Курильской гряды — хребта Витязя (внешняя островная дуга), глубоководного Курило-Камчатского желоба (включая верхние этажи его северо-восточного склона), океанической структуры — краевого океанического вала, Е. В. Кочергиным (Кочергин и др., 1970) отмечены не только различная амплитуда колебаний интенсивности магнитных масс, но и увеличение ее среднего значения по мере удаления от островной дуги в сторону океана. Эти данные Е. В. Кочергин предлагает связывать с изменением степени основности пород, слагающих магнитные тела (ее увеличение при удалении в океан), и различием первичных магм, характерных для гео- и внегеосинклинальных глубинных тектонических областей.

При рассмотрении глубин залегания верхних и нижних кромок магнитовозмущающих объектов южной части Татарского пролива отмечается фактически отсутствие их в верхней части разреза до глубины 1 км. Ниже в пределах от 1,0 до 2,5—3,0 км залегает приблизительно равномерный магнитоактивный «слой». Далее можно проследить два горизонта сгущения глубин 4,5—6,0 и 8,0—11,0 км.

В пределах Рисире-Моперонского участка отмечаются четыре горизонта сгущений аномального магнитного поля: на уровне рельефа дна, от 1,0 до 2,0 км, в пределах 3,4—4,0 и 11,0—19,0 км.

Геотермические характеристики некоторых районов Южно-Охотского сектора

Район исследований	Значения $q$ , мккал/см <sup>2</sup> ·с	Вертикаль- ный геотерм. градиент, °С/100 м	Температура (°С) на глубине	
			15 км	25 км
Центральная часть Охотской плиты . . . . .	2,0—4,4	8,0	1000	1200
Курильская котловина . . . .	2,0—2,5	—	620	1100
Юг Охотского моря . . . . .	1,0—1,5	—	300	500
Курило-Камчатский желоб	0,2—1,0	0,8	80	160

Аномальное магнитное поле южной части Татарского пролива по аналогии с районами Сахалина связывается с мощными толщами меловых и кайнозойских немагнитных и слабомагнитных отложений, заполняющих тектонический прогиб.

Значения теплового потока  $q$  по профилю нанесены на акваториях по данным японских исследователей, на Сахалине — по работам СахКНИИ СО АН СССР. Локальными, аномально высокими значениями, судя по выходам термальных вод, характеризуется о. Итуруп, но пока здесь не проведено прямых измерений теплового потока.

Своеобразие глубинного строения Южно-Охотского сектора находит свое отражение в термодинамических процессах, проявляющихся в распределении значений теплового потока по исследуемой площади, которое носит гетерогенный характер и в ряде случаев отвечает следующим геоструктурным особенностям земной коры (см. рис. 8, 42, 44, 45):

1. Низкий тепловой поток (0,1—0,9 мккал/см<sup>2</sup>·с) характерен для краевых океанических желобов и внешних областей островных дуг, примыкающих к желобам, а также захватывает значительную часть Южного Сахалина и приурочен к осадочно-вулканогенному комплексу Азиатского побережья.

2. Субнормальный и нормальный тепловой поток (1,0—1,3 мккал/см<sup>2</sup>·с) приурочен к области Сихотэ-Алиньской завершенной складчатости и Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе.

3. Повышенный тепловой поток (1,4—1,9 мккал/см<sup>2</sup>·с) отмечен в центральной части Хоккайдо; в районе вала Зенкевича, на южных островах Большой Курильской котловины.

4. Высокий тепловой поток (2,0—2,5 мккал/см<sup>2</sup>·с) тесно связан с зонами кайнозойской вулканической активности, глубокими впадинами кайнозойских геосинклинальных систем, зонами глубинных разломов. В Южно-Охотском секторе он пространственно приурочен к переходу от северной части Японского моря к Татарскому проливу, а также захватывает основную площадь Курильской котловины с ее южным и юго-восточным бортами.

5. Очень высокий тепловой поток (более 2,5 мккал/см<sup>2</sup>·с) имеют центральные области геосинклинальных котловин окраинных морей (Курильская котловина) с субокеаническим строением земной коры. Аномально высокий тепловой поток отмечен к западу от островов Ребун и Рисири ( $q=5,8$  мккал/см<sup>2</sup>·с) и на Восточно-Сахалинском склоне в районе залива Терпения ( $q=4,15$  мккал/см<sup>2</sup>·с), где строение коры ближе к континентальному типу.

Оценка глубинных термодинамических условий, проведенная рядом исследователей (Любимова, 1968; Магницкий, 1965; Рингвуд, 1964; и др.) на основе данных ГСЗ, указывает на аномальное распределение геотермического градиента в пределах Южно-Охотского сектора. Он максимален

в районе максимума теплового потока и равен  $8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  и минимален ( $0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ) в районах с минимальными значениями  $q$ . В связи с этим к одинаковым глубинам в земной коре приурочены существенно различные температуры (табл. 7).

Абсолютная разность температур на глубине 15 км для разных участков Охотского моря превышает  $700^{\circ}$ , а в районе южной группы Курильских островов и Восточно-Курильского склона достигает лишь  $540^{\circ}\text{C}$ . Качественно аналогично распределяется температура и на больших глубинах.

Таким образом, в результате привлечения данных МОВ о структурно-скоростных особенностях рыхлых осадков значительно повышена степень однозначности интерпретации материалов ГСЗ. Вследствие этого в данной работе более подробно, чем это можно было сделать раньше, охарактеризовано строение континентального, субконтинентального и субокеанического блоков земной коры Южно-Охотского сектора переходной зоны, дана возможная геологическая интерпретация сейсмического разреза на профиле, пересекающем Южно-Охотский сектор по линии Сахалин — Итуруп.

Земная кора Татарского пролива, Южного Сахалина, Южных Курильских островов находится в недокомпенсированном состоянии, причем наибольшая степень отклонения от изостатического состояния свойственна Южным Курильским островам и Сахалину.

Региональный фон  $\Delta T$  в значительной степени коррелируется с кровлей пород, имеющих граничные скорости  $V_r = 6,2—6,6\text{ км/с}$ .

Интересно отметить, что для Курильской котловины, в отличие от других структурных элементов Южно-Охотского сектора, характерно заметное отклонение теплового потока от его нормального значения.

В итоге проведенных исследований получили дальнейшее развитие некоторые методические вопросы, связанные с повышением достоверности интерпретации материалов морского ГСЗ. Конечная цель выполненной работы — изучение сейсмического разреза глубинной среды по кинематическим и динамическим характеристикам волн, регистрируемых в начальной части сейсмограмм. Основные результаты, полученные при этом, можно вкратце сформулировать следующим образом.

1. Изучено распределение структурно-скоростных параметров разреза рыхлых отложений по площади Южно-Охотского сектора. Показано, что непостоянство основных характеристик рыхлых осадков (подобно зоне пониженных скоростей в сейсморазведке) искажающе влияет на волновое поле, формируемое в глубинных недрах земной коры и на ее подошве. Отмечено, что при сейсмических построениях по данным ГСЗ возможны неточности в определении средних скоростей в осадочной толще ( $\bar{V}^{ос}$ ) до  $+0,5$  км/с и более; возможен пропуск рыхлого слоя мощностью до 1,0 км и более, расположенного на локальном участке профиля вдали от регистрирующих станций; могут остаться незамеченными локальные перепады мощности осадочных отложений на величину до 2,0 км. Исходя из этого проведена переинтерпретация около 4000 пог. км профилей ГСЗ, в процессе которой для данного района применен способ учета рыхлой покрывающей толщи на этапе построения годографа глубинных волн. Это позволило улучшить качество интерпретации волновых полей и повысить точность сейсмических построений при определении глубины залегания, рельефа и скоростных характеристик поверхности фундамента рыхлых отложений, при выяснении глубинной структуры уплотненных осадочно-вулканогенных образований и консолидированной земной коры (их мощности, скоростного разреза, слоистости; рельефа границ раздела), при уточнении характера сочленения ее разнотипных структур.

2. Путем статистической обработки большой совокупности исправленных годографов первых волн рассчитаны представительные скоростные модели глубинных недр земной коры для ряда специфических геопроvincий Южно-Охотского сектора: Татарского пролива, Южного Сахалина, Восточно-Сахалинского шельфа, Курильской котловины, южной группы Курильских островов. Несомненно, что такой способ окажется плодотворным и для разработки скоростных моделей глубинной среды более мелких блоков земной коры.

3. Рассмотрены некоторые возможности использования при интерпретации данных ГСЗ сравнительного анализа амплитудных графиков. Впервые для выявления нарушений на границе двух сред в земной коре применено качественное сопоставление аномального поведения экспериментальных амплитудных и частотных кривых головных волн, зарегистрированных при морском ГСЗ, с подобными результатами сейсмического моделирования. Такое сопоставление помогает выявлять погребенные под слоем осадков блоковые включения, криволинейные структуры, сбросы,

вертикальные контакты сред с различной акустической жесткостью и высокоскоростные тонкие слои.

4. При рассмотрении вопросов методики и техники экспериментальных наблюдений при морском ГСЗ отмечены некоторые усовершенствования, внедренные в техническое обеспечение работ в период 1966—1970 гг. и направленные на получение сейсмической информации повышенной точности и детальности. Сюда относятся: увеличение глубинности гидрологических станций до 1000 м; учет фактических условий возбуждения; сокращение взрывного интервала до 1 мили; исключение пропусков в наблюдениях. Приводятся новые экспериментальные данные о зависимости амплитуд и частотного состава регистрируемых при морском ГСЗ волн от расстояния до источника, от глубины взрыва и величины заряда.

5. Обобщены новейшие геолого-геофизические данные по одному из наиболее важных в научном и практическом отношении регионов переходной зоны. Результаты профильных сейсмических исследований послужили основой для составления схем распределения по изученной площади главных структурных элементов глубинного разреза земной коры: мощности рыхлой осадочной толщи, изоглубин поверхности консолидированной коры, мощности твердой земной коры от рельефа морского дна до ее подошвы. Полученные уточненные сейсмические данные использованы для геологической интерпретации глубинных разрезов, для характеристик аномальных геофизических полей (гравитационного, геомагнитного, теплового), для проектирования последующих геофизических исследований.

В качестве рекомендаций по дальнейшему усовершенствованию метода морского ГСЗ предлагаются полигонные параметрические исследования с внедрением непрерывного профилирования, применением в широких масштабах широкополосной многоканальной записи и надежного контроля условий возбуждения и приема колебаний, автоматизацией таких процессов, как корреляция волн, построение скоростных колонок и сейсмогеологических разрезов, решение прямых кинематических и динамических задач ГСЗ.

- Аверьянов А. Г. Моделирование сред с блоковой структурой на дырчатых листах.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, №2, с. 88—98.
- Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Косминская И. П. и др. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при работах ГСЗ в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 282—300.
- Аверьянова В. Н., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сергеев К. Ф., Соловьев С. Л., Сырык П. М., Тараканов Р. З., Таболяков А. Я., Туезов П. К. Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Т. III. М., «Наука», 1966, с. 25—39.
- Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. (Материалы II Всесоюз. тектон. совещ. в Душанбе). М., «Наука», 1964, 256 с.
- Алексеев А. С., Бабич В. М., Гельчинский Б. Л. Лучевой метод вычисления интенсивности волновых фронтов.— «Вопросы динамич. теории распространения сейсмических волн». Л., 1961, вып. V.
- Алексеев А. С. и др. К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1963, № 11; 1964, № 1, 2.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Л., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазосности Сахалина. Л., Гостоптехиздат, 1963. (Тр. ВНИГРИ, вып. 217), 266 с.
- Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, 337 с.
- Атлас Сахалинской области. М., Изд-во ГУГК, 1967, 135 с.
- Барк Д. С., Гайсон П. П., Мейстер Н. А. Таблицы скорости звука. Изд. Вычислительного центра АН СССР. М., 1961.
- Белюсов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— «Сов. геология», 1960, № 10, с. 3—23.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— «Сов. геология», 1964, № 9, с. 29—46.
- Беляевский Н. А., Петрушевский Б. А. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана.— В кн.: Тектоника сов. Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968, с. 15—29.
- Бичевина В. Н. К вопросу о мощности земной коры островного района Дальнего Востока.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 1, с. 96—106.
- Богданов А. П. Интерпретация сейсмических годографов. М., Гостоптехиздат, 1960, 296 с.
- Больших С. Ф. и др. Изучение кинематических и динамических характеристик отраженных и головных волн на моделях слоистой среды.— «Прикладная геофизика», 1961, вып. 30.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Наука», 1967, 303 с.
- Васильковский Н. П. О направленности геологических процессов в истории Земли.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 28—41.
- Васильковский Н. П., Туезов П. К. Некоторые важнейшие задачи изучения советской части Тихоокеанского подвижного пояса.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 8, с. 3—14.
- Ващилов Ю. А., Гайманов А. Г., Строев П. А. Интерпретация гравитационного поля области Охотского моря и Тихого океана (с целью выяснения глубинного строения земной коры в переходной зоне от континента к океану).— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 2, с. 55—62.
- Ващилов Ю. А., Гайманов А. Г., Строев П. А. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях.— «Морские гравиметрич. исследования», 1969, вып. 4, с. 80—91.
- Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1965, № 9, с. 13—30.
- Вергунов Г. И. Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов. М., «Наука», 1964, с. 297—308.

- Воларович М. П., Куркеев А. К., Томашевская И. С., Тузова И. Л., Уразаев Б. М.** О связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью пород при высоких всесторонних давлениях.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 5, с. 14—20.
- Волин А. П., Гольцман Ф. М.** Практическое руководство по использованию графо-аналитического метода частотного анализа сейсмических волн.— «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн». Л., 1959, вып. II.
- Вопросы методики ГСЗ (сборник статей).** М., «Наука», 1965, 175 с.
- Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н.** О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 6, с. 1399—1401.
- Гайнанов А. Г., Тулина Ю. В., Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Соловьев О. Н.** Комплексная интерпретация материалов геофизических наблюдений в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— «Сейсмические исследования», 1965, № 6, с. 60—65.
- Галкин И. Н.** Использование динамических характеристик сейсмических волн при глубинном сейсмическом зондировании на море. Канд. дисс. М., 1968.
- Галкин И. Н., Заончковский М. А.** Об аппаратуре для глубинного сейсмического зондирования.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 428—439.
- Гальцев-Безюк С. Д., Сычев П. М.** О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 3, с. 132—134.
- Гамбурцев Г. А.** Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959, 378 с.
- Гамбурцев Г. А., Ризниченко Ю. В., Берзон И. С., Епинатьева А. М., Пасечник И. П., Косминская И. П., Карус Е. В.** Корреляционный метод преломленных волн. М., Изд-во АН СССР, 1952, 239 с.
- Гейко В. С.** Некоторые вопросы интерпретации годографов рефрагированных волн.— В кн.: Методика сейсмических исследований. Киев, 1967.
- Геологическое развитие Японских островов.** М., «Мир», 1968, 719 с.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.** М., «Наука», 1966, 516 с.
- Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.** М., «Наука», 1968, 285 с.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР (сборник докладов).** М., Гостоптехиздат, 1962, 495 с.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоне.** М., «Наука», 1971, 286 с.
- Гольцман Ф. М.** Графо-аналитический метод частотного анализа сейсмических волн.— «Вестн. ЛГУ», 1956, № 16, с. 45—56.
- Горячев А. В.** Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966, 235 с.
- Гречишников Г. А.** Особенности преломленных волн, возникающих в среде, содержащей вертикальный пласт.— «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1965, № 2, с. 116—122.
- Гурьянов В. М.** Лучевой метод интерпретации годографов сейсмических волн.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1965, № 9, с. 31—43.
- Гутер Р. С., Овчинский Б. Р.** Элементы численного анализа и математической обработки результатов опыта. М., Физматгиз, 1962, 355 с.
- Деменцкая Р. М.** Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967, 290 с.
- Дьячкова А. Я.** Использование некоторых динамических особенностей головных волн на моделях.— «Сб. Ин-та геофизики АН УССР», 1963, вып. 5 (7).
- Дьячкова А. Я.** Характер динамических особенностей записи преломленных и преломленно-дифрагированных волн на моделях различного типа тектонических уступов.— «Прикладная геофизика», 1961, вып. 31, с. 101—108.
- Егоркин А. В.** Анализ точности определения скоростных параметров разреза земной коры по годографам отраженных волн.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1966а, № 9, с. 72—81.
- Егоркин А. В.** Способы определения скоростных параметров разреза земной коры по годографам отраженных волн.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1966б, № 1, с. 108—114.
- Епинатьева А. М.** Повторные удары при сейсмических наблюдениях.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1951, № 4.
- Жильцов Э. Г.** Характеристика осадочной толщи района Южных Курильских островов по данным ГСЗ.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 102—106.
- Журавлев А. В., Севостьянов К. М., Таболяков А. Я.** Некоторые вопросы истории геологического развития акватории Охотского моря.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 8, с. 27—35.
- Зверев С. М.** Частотные особенности взрывов при ГСЗ на глубоком море.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1963, № 3.
- Зверев С. М.** Результаты изучения осадочной толщи в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— В кн.: Строение земной коры в области пе-

- рехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964а, с. 90—116.
- Зверев С. М.** Сейсмические исследования на море. Изд-во МГУ, 1964б, 187 с.
- Зверев С. М.** Методика изучения осадочной толщи при ГСЗ на море.— В кн.: Вопросы методики ГСЗ. М., «Наука», 1965, с. 97—140.
- Зверев С. М.** Тонкая структура верхней мантии некоторых участков Тихого океана по данным ГСЗ.— В кн.: Кора и мантия Земли. М., «Наука», 1969.
- Зверев С. М.** О работах по глубинному сейсмическому зондированию на море.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 1, с. 74—83.
- Зверев С. М., Мерклин Л. Р.** Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба.— «Геотектоника», 1966, № 5, с. 58—65.
- Зверев С. М., Тулина Ю. В.** Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги методом ГСЗ.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Т. III. М. «Наука», 1966, с. 25—39.
- Зверев С. М., Тулина Ю. В.** Строение земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны.— В кн.: Методика и результаты геофизических наблюдений коры и мантии Земли. М., «Наука», 1970.
- Зверев С. М., Тулина Ю. В., Лившиц М. Х., Трескова Ю. А.** Новые данные о строении земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 82—89.
- Коган Л. И., Николаева Е. Я.** Некоторые кинематические и динамические особенности многократных волн на море.— «Развед. геофизика», 1968, вып. 29, с. 3—16.
- Кондратьев О. К., Гамбурцев А. Г.** Сейсмические исследования в прибрежной части Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1963, 188 с.
- Космическая П. П.** Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1968, 225 с.
- Космическая П. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М.** Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным ГСЗ.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1962, № 1.
- Коул Р.** Подводные взрывы. М., ИЛ, 1950.
- Кочергин Е. В., Красный М. Л., Сычев П. М., Туезов И. К.** Аномальное геомагнитное поле северо-западной части Тихоокеанского подводного пояса и его связь с тектоническим строением.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 12, с. 77—79.
- Крауклис П. В., Молотков Л. А., Петрашень Г. П.** О некоторых волновых процессах в средах, содержащих тонкие слои. Геоакустика. М., «Наука», 1966.
- Кроноткин П. Н., Шахаретова К. А.** Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— «Тр. ГИН», 1965, вып. 134, 365 с.
- Крылов С. В.** О точности результатов сейсмических зондирований преломленными волнами.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 4, с. 120—130.
- Крылов С. В.** Пространственные системы точечных сейсмических наблюдений (Западная Сибирь).— «Геол. и геофиз.», 1968, № 2, с. 78—85.
- Кун В. В.** Особенности сейсмических волн в средах с вертикальными границами раздела по модельным исследованиям.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 5, с. 658—670.
- Лившиц М. Х.** К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в прикурильской зоне Тихого океана.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 1, с. 11—20.
- Лившиц М. Х.** Глубинное строение Сахалина по геофизическим данным.— «Тр. СахКНИИ», 1972, вып. 26, с. 16—37.
- Любимова Е. А.** Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968, 279 с.
- Магницкий В. А.** Внутреннее строение и физика Земли. М., «Наука», 1965, 379 с.
- Малиновская Л. Н.** Методика построения теоретических сейсмограмм.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Т. I. Изд-во ЛГУ, 1957а, с. 213—249.
- Малиновская Л. Н.** К методике расчета динамических особенностей сейсмических волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1957б, № 4, с. 426—439.
- Марков М. С., Аверьянова В. А., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шувалов А. С.** Мезокайнозойская история и строение земной коры охотского региона. М., «Наука», 1967, 224 с. (Тр. ГИ, вып. 168).
- Мархинин Е. К.** Вулканизм Курильских островов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 6, с. 45—58.
- Мархинин Е. К.** Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967, 255 с.
- Менард Г. У.** Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 275 с.
- Методика сейсморазведки (сборник статей).** М., «Недра», 1965, 242 с.
- Милашин А. П., Сицлатов В. А., Юнов А. Ю., Волков А. П., Таболяков А. Я.** Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива.— «Геотектоника», 1970, № 1, с. 117—120.
- Михота Г. Г.** Изучение зависимости интенсивности и частотного спектра волн от веса заряда.— В кн.: Вопросы методики ГСЗ. М., «Наука», 1965, с. 26—39.
- Мурдмаа И. О.** О связи морского осадконакопления с тектоническими структурами в современных геосинклинальных областях Дальнего Востока.— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока. М., «Наука», 1968, с. 209—222.

- Мурусидзе Г. Я., Чичинадзе В. К.** Способ определения средних скоростей по разностям времен прихода отраженных и преломленных волн, зарегистрированных за начальной точкой.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1962, № 2.
- Непрочнов Ю. П.** О выборе оптимальных условий взрыва при морских сейсмических исследованиях методом преломленных волн.— «Разведочная и промысловая геофизика», 1960, вып. 35, с. 12—15.
- **Непрочнов Ю. П.** Новые данные о строении земной коры в Японском море.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 6, с. 1429—1431.
- Облогина Т. И., Цийи В. Б., Ваццлов Ю. Я., Камбаров П. Ш.** Новый подход к интерпретации данных ГСЗ на примере района Большого Каратау.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 5, с. 1120—1122.
- Павлов Ю. А., Сычев П. М., Туезов И. К., Гайпанов А. Г., Строев П. А.** Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972, с. 43—50.
- Парийская Г. И., Кун В. В.** Об относительной интенсивности головных волн, распространяющихся в средах с вертикальными границами.— «Изв. АН СССР. Сер. Геофиз.», 1960, № 5, с. 725—732.
- Петрашень Г. И.** Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн. Тт. I—IV. Изд-во ЛГУ, 1957, 1958.
- Петрушевский Б. А.** Вопросы геологической истории и тектоника Восточной Азии. М., «Наука», 1964, 288 с.
- Померанцева Н. В.** К вопросу о скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры.— «Прикл. геофизика», 1964, вып. 38.
- Пузырев Н. Н.** Теория интерпретации точечных сейсмических наблюдений.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 9, с. 66—82.
- Пуцаровский Ю. М.** О тектонике Сахалина.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 12, с. 42—61.
- Ривин Л. А.** Геомагнитная характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану и абиссального дна последнего.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 5, с. 38—51.
- Рингвуд А. Е.** Модель верхней мантии.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М., «Мир», 1964, с. 384—396.
- Рогоза О. Н., Гаранин В. А.** О природе и особенностях волн, наблюдаемых при трассировании сбросов методом КМПВ.— «Прикл. геофизика», 1962, вып. 34, с. 76—86.
- Рудич Е. М.** Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина, Японии — как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962, 272 с.
- **Рябой В. З.** Кинематические и динамические характеристики волн, связанных с границами в земной коре и верхней мантии.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1966, № 3, с. 74—82.
- Сергеев К. Ф.** Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 5, с. 20—43.
- Сергеев К. Ф.** Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., «Наука», 1966, 144 с.
- Скорикова М. Ф.** Физические свойства горных пород Южного Сахалина.— «Развед. геофизика», 1965, № 7, с. 39—47.
- Скорикова М. Ф., Дуничев В. М.** Упругие свойства горных пород Б. Курильской дуги (о. Кунашир).— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, с. 121—131.
- Смирнов Я. Б.** Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— «Геотектоника», 1968, № 6, с. 3—25.
- Снеговской С. С.** Исследования методом отраженных волн близ южных Курильских островов в 1968 году.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 2, с. 337—340.
- Снеговской С. С., Неверов Ю. А.** Строение осадочных отложений на акваториях о. Итуруп (Курильские острова).— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 95—101.
- Соловьев В. О.** Глубинные разломы юго-западного Приморья.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1965, т. 165, № 6.

Соловьев О. Н. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги.— «Прикл. геофизика», 1961, вып. 29, с. 168—173.

Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенности глубинного строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги.— «Сов. геология», 1963, № 3, с. 113—123.

Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С. Сейсмичность и сейсмотектоника Сахалина.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 111—126.

Справочник геофизика. Т. IV. М., «Недра», 1966, 750 с.

Старшинова Е. А. Определение расстояний и глубин при изучении земной коры на море.— В кн.: Вопросы методики ГСЗ. М., «Наука», 1965.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964, 308 с.

Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. Тр. сессии наук о Земле. М., «Наука», 1969, 162 с.

Суворов А. А. К технике интерпретации материалов ГСЗ.— «Развед. геофизика», 1967, вып. 21, с. 65—67.

Суворов А. А. Динамические особенности сейсмических волн для глубинного разреза земной коры Сахалина.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 5, с. 96—103.

Суворов А. А., Жильцов Э. Г. Результаты ГСЗ в районе Южной группы Курильских островов.— «Тр. СахКНИИ», 1972, вып. 26, с. 74—81.

Суворов А. А., Жильцов Э. Г., Куликов А. А., Алексеев Б. В. Строение земной коры Южного Сахалина и прилегающих акваторий.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 6, с. 104—112.

Суворов А. А., Туезов И. К., Жильцов Э. Г., Алексеев Б. В., Куликов А. А. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры в северной части Японского моря.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 9, с. 59—67.

Сычев П. М. Особенности строения и развития коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966, 123 с.

Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и вертикальные движения земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— «Геотектоника», 1969, № 1, с. 13—25.

Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5000000. М., «Наука», 1966, 487 с.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5000000. М., Гостоптехиздат, 1957, 79 с.

Тихомиров В. М., Туезов И. К., Волкова Н. А., Козлов Н. А., Весслов О. В. Тепловой поток на Южном Сахалине.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 26, с. 184—186.

Туезов И. К., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Соловьев О. Н. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— «Геотектоника», 1967, № 4, с. 95—101.

Туезов И. К., Тараканов Р. З., Сырык П. М., Павлов Ю. А. Неоднородности вещества земной коры и верхней мантии южной части Советского сектора Тихоокеанского кольца в свете геолого-геофизических данных.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 7, с. 72—81.

Тулина Ю. В. Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 90—96.

Тэн Ци-вень. Динамические особенности сейсмических волн при наличии сброса.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 11, с. 1631—1643.

Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Удинцев Г. Б. и др. Новая батиметрическая карта Тихого океана.— «Океанол. исслед.», 1963, № 9, с. 169—175.

**Файзуллин П. С.** Некоторые аппаратурные и методические вопросы сейсмического моделирования. Канд. дисс. М., 1967.

**Федотов С. А., Багдасарова А. М., Кузин П. П., Тараканов Р. З.** Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., «Наука», 1969, 212 с.

**Федынский В. В., Гайнанов А. Г., Ушаков С. А.** Геофизические исследования глубинного строения дна морей и океанов.— «Вестн. Моск. ун-та», 1970, № 2, с. 125—137.

**Ферчев М. Д.** К вопросу о сейсмичности Сахалина.— «Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1960, № 8, с. 189—195.

**Фотиади Э. Э.** Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по геофизическим данным.— В кн.: Геол. результаты прикл. геофиз. Геофиз. исслед. строения земн. коры. Докл. сов. геологов на XXII межд. геол. конгр. М., «Недра», 1965, с. 9—14.

**Фролов А. И.** Связь между глубиной поверхности Мохоровичича, гравитационными аномалиями и рельефом.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1965, № 7, с. 115—122.

**Червени В. Ф., Епинатьева А. П.** Амплитуда отраженных и головных волн при слоистой покрывающей толще.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 3, с. 19—32.

**Чиков Б. М., Юнов А. Ю., Беляев Н. В.** Строение акватории Охотского моря и его соотношения со складчатыми комплексами побережий.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 57—68.

**Шушаков С. Д.** Некоторые результаты региональных сейсмических исследований, проведенных в районе Сусунайской депрессии о. Сахалина.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 7, с. 53—65.

**Юнов А. Ю., Тихомиров В. М.** Новые данные о геологическом строении Татарского пролива.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 5, с. 1212—1215.

*An Outline of the Geology of Japan.* Geol. Surv. of Japan, 1960.

*Crust and Upper Mantle of the Pacific Area.* Geoph. Monogr. 12 Amer. Geophysical Union, Washington, 1968, 522 p.

**Den N., Ludwig W. J., Murauchi S., Ewing I., Hotta H., Edgar N. T., Yoshii T., and Ando S.** Seismic Refraction Measurements in the North-West Pacific Basin.— «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, № 6, p. 1421—1434.

*Geophysical and Geological Data in and around the Japan Arc.* Japan National Report for the U. M. P., 1967.

*Gravity Survey in Japan.*— «Bull. Geogr. Surv. Inst.», 1964, v. IX; 1965, v. X; 1966, v. XI.

**Harada J.** Geomagnetic Survey and Magnetic Anomaly Distribution in Japan.— «Bull. Geogr. Surv. Inst.», 1964, v. IX, pt. 1—2.

**Isacks B., Oliver I., Sykes L. R.** Seismology and the New Global Tectonics.— «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, № 18.

**Kanamori H.** Study on the Crust-Mantle Structure in Japan.— «Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.», 1963, v. 41, pt. 4.

**Vassilkovsky N. P.** On the Geological Nature of the Pacific Belt.— «Tectonophysics», 1967, № 4 (4—6), p. 583—593.

**Yasui M., Nagasaka K., Kishii T., Halunen A. G.** Terrestrial Heat Flow in the Okhotsk Sea (2).— «Oceanogr. Mag.», 1968, v. 20, № 1.

---

Введение . . . . .	3
Г л а в а I. <i>Геолого-геофизическая характеристика Южно-Охотского сектора</i> . . . . .	8
§ 1. Геологическое строение наземных участков . . . . .	—
§ 2. Морфология морского дна . . . . .	17
§ 3. Геофизические поля . . . . .	19
Г л а в а II. <i>О методике морских сейсмических исследований</i> . . . . .	25
§ 1. Обеспечение работ на морском профиле . . . . .	—
§ 2. Условия возбуждения . . . . .	31
Г л а в а III. <i>Характеристика волнового поля</i> . . . . .	35
§ 1. Представления материалов дискретного профилирования . . . . .	—
§ 2. Особенности глубинных волн . . . . .	45
Г л а в а IV. <i>Схема интерпретации данных морского ГСЗ</i> . . . . .	47
§ 1. Учет влияния рыхлых отложений на регистрируемое волновое поле . . . . .	—
§ 2. Расчет скоростных разрезов и моделей глубинной среды . . . . .	57
§ 3. Использование динамических особенностей волн . . . . .	63
§ 4. Сейсмические построения . . . . .	68
Г л а в а V. <i>Глубинное строение Южно-Охотского сектора</i> . . . . .	81
§ 1. Сводные геофизические разрезы . . . . .	—
§ 2. Некоторые связи сейсмогеологических данных с геофизическими полями . . . . .	90
Заключение . . . . .	95
Литература . . . . .	97

*Александр Алексеевич Суворов*

**Глубинное строение земной коры  
Южно-Охотского сектора  
по сейсмическим данным**

Ответственный редактор  
Сергей Леонидович Соловьев



Редактор Е. С. Иванова  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Художник Е. Ф. Новиков  
Технический редактор Ф. Ф. Орлова  
Корректор С. Ф. Котова

---

Сдано в набор 5 марта 1974 г. Подписано в печать 13 февраля 1975 г. МН 01523.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага машиномелованная. 6,5 печ. л. 9,1 усл. печ. л.  
9,1 уч.-изд. л. Тираж 1200 экз. Заказ № 45. Цена 92 коп.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Цена 92 коп.

1600