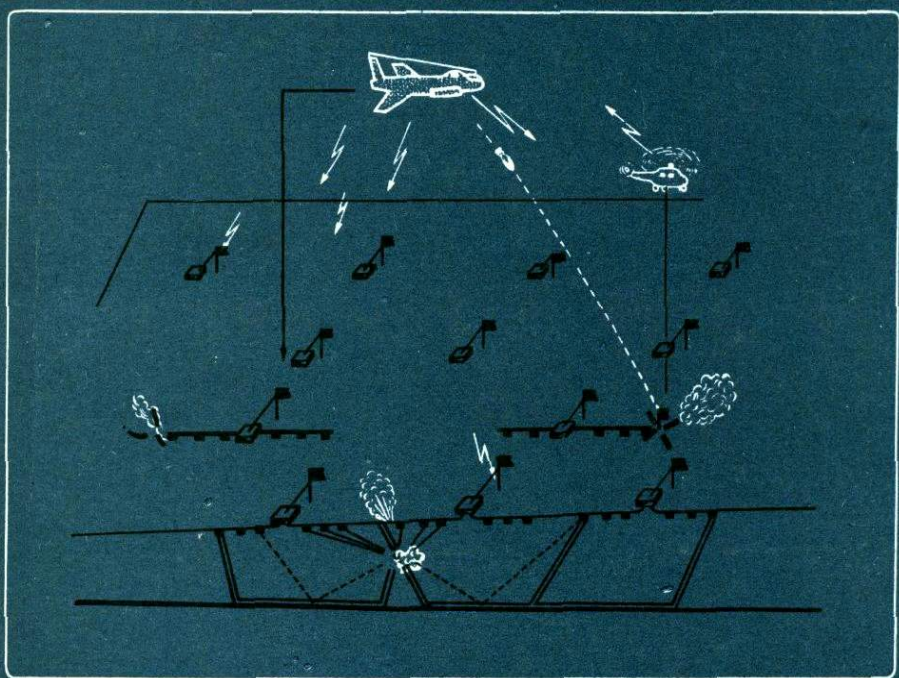


С.В.Потапьев

АВИА- СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Сахалинский комплексный
научно-исследовательский институт

550 5
550 3

С.В. Потапьев АВИА-
СЕЙСМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

2131



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1977

Acad. Sci. USSR
Library

Потапьев С.В. Авиасейсмические исследования земной коры.
М., "Наука", 1977.

В монографии рассмотрены теоретические и экспериментальные вопросы авиасейсмического способа исследований – нового методического направления, предложенного и реализованного в нашей стране при изучении строения земной коры. Рассмотрена система наблюдений в различных регионах, описана методика и техника полевого эксперимента. Дана сравнительная характеристика двух различных регионов – древней Сибирской платформы и молодой складчатой области Сихотэ-Алиня.

Монография представляет интерес для геофизиков и геологов, а также может служить пособием для студентов геофизической специальности.

Табл. 9. Ил. 49. Литература 93 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
И.К. ТУЕЗОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее десятилетие глубинные сейсмические исследования прочно вошли в состав региональных геофизических работ, что позволило существенно уточнить строение земной коры целого ряда крупных геологических структур территории СССР. Благодаря глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) установлена более значительная, чем это представлялось ранее, горизонтальная расслоенность земной коры, блоковая ее структура, выявлено существование волноводов и переходного слоя от коры к верхней мантии, определены скоростные модели земной коры в различных районах. В результате геологического обобщения материалов ГСЗ доказана взаимосвязь глубинных и поверхностных структур, намечены пути прогнозирования крупных месторождений полезных ископаемых. Перечисленные далеко не полные результаты глубинных сейсмических исследований оказались возможными благодаря постоянному совершенствованию методики ГСЗ. Одним из перспективных методических направлений является разработанный в АН СССР авиасейсмический способ. Авиасейсмические исследования в опытном порядке выполнялись в труднодоступных восточных районах страны под руководством автора в 1967–1975 гг. Материалы этих исследований положены в основу данной монографии, в которой дано изложение основ способа и результатов его применения на Сибирской платформе и складчатой области Сихотэ-Алиня.

Для применения авиасейсмического способа в неизученных ранее ГСЗ районах помимо решения чисто технических задач изучалась структура волновых полей, обосновывались дискретная корреляция волн и системы наблюдений. В специальной главе рассмотрены ближайшие перспективы развития способа авиасейсмических исследований. Геологические результаты исследований представлены сейсмическими моделями и сейсмогеологическими разрезами земной коры, пересекающими структуры первого порядка и выше.

Автор считает своим долгом выразить признательность за помощь и постоянное внимание к работе академикам М.А. Лаврентьеву, А.А. Трофимуку, члену-корреспонденту АН СССР С.Л. Соловьеву, доктору геолого-минералогических наук И.К. Туезову, а также особую благодарность члену-корреспонденту АН СССР Н.Н. Пузыреву.

На первоначальном этапе работ автор проводил совместные исследования и разработки со своими коллегами по Институту геологии и геофизики СО АН СССР – доктором геолого-минералогических

наук С.В. Крыловым, кандидатом технических наук И.С. Чичининым, кандидатами геолого-минералогических наук Б.П. Мишенькиным, В.Д. Суворовым, которым выражает свою признательность за плодотворное сотрудничество.

Автор благодарит за организацию экспериментальных работ с бомбометанием А.Н. Томашевского, А.А. Плохова, Л.И. Агурина, А.Н. Силюкова, В.Д. Подольского, Е.Г. Грязнова, Е.Я. Вариводу, Н.В. Васильева, Н.П. Канищева, В.Н. Корнеева, А.Г. Антипина, И.А. Просекина, руководителей полетами и всех летчиков, участвовавших в полевых работах, а также своих товарищей и коллег по работе В.В. Аргентова, Г.И. Аносова, Г.Д. Бабаяна, И.Д. Бондарь, Г.С. Гнибиденко, Т.К. Злобина, В.Н. Менделеева, В.И. Мараханова, А.А. Попова, А.Ф. Пашутину, А.В. Петрова, М.В. Погачову, Е.Е. Спирина, А.Ф. Трошину.

ВВЕДЕНИЕ

История развития геофизических методов исследований показывает, что каждый из них на определенной стадии приходит к авиационному варианту. Авиационные модификации существуют параллельно с наземными, дополняя последние. В ряде случаев на долю наземных методов приходится детализация объектов, выявленных авиационными способами. Появление любого аэрогеофизического метода знаменовало собой приток новых многочисленных научных фактов, открытие новых закономерностей строения физических полей планеты и, как следствие, появление новых геологических теорий и гипотез или веских доказательств в пользу высказанных ранее. Например, подтверждение планетарного характера кольцевых структур фотосъемкой геологических объектов с космических кораблей, обнаружение полосовых магнитных аномалий в океанах аэромагнитной съемкой и др.

Возникновение авиасейсмических способов исследований следует также рассматривать как закономерный этап развития сейсмического метода. Благодаря сравнительно высокой точности и полноте информации о геологическом строении изучаемых районов этот метод занимает ведущее место в комплексе региональных геофизических исследований, а полученные с его помощью данные используются в качестве опорной сети при интерпретации и оценке результатов других геофизических методов.

Тем не менее огромные территории восточных и северных районов СССР, богатые полезными ископаемыми, до сих пор слабо изучаются сейсмическим методом, так как, несмотря на ряд крупных достижений в методике, аппаратуре и оборудовании геологоразведочных работ, он остается еще сложным и громоздким. По этой причине он не может конкурировать с другими, менее точными, но более экономичными способами разведочной геофизики.

В то же время геологическая изученность достигла такого уровня, когда без сейсмических исследований становится затруднительной оценка перспективности крупных районов даже в сравнительно освоенных регионах, а тем более на малоизученной территории Восточной Сибири и северо-восточной окраины страны. Особенное отставание наблюдается в региональных сейсмических исследованиях, где экономический фактор является решающим при выборе маршрутов и пересечений.

В последние годы научно-исследовательские институты Сибирского отделения и Дальневосточного научного центра АН СССР, а также ряд восточных учреждений Министерства геологии приложили много усилий для решения этой задачи. Одной из наиболее результативных, как показала практика, является методика точечных сейсмических зондирований (Пузырев, 1963), на теоретической базе которой удалось использовать ряд оригинальных схем наблюдений в труднодоступных районах Сибири (Пузырев и др., 1965; Крылов, Янушевич, 1970; Потапьев, 1974). Поиски новых методических возможностей привели к необходимости конструирования специальной сейсморегирирующей аппаратуры (Чичинин и др., 1969) и создания более производительных способов возбуждения упругих колебаний (Потапьев, Чичинин, 1965). Все это позволило в сейсмических исследованиях широко применить авиацию, отказаться в ряде случаев от сухопутного транспорта и многочисленного персонала.

Актуальность исследований в этом направлении обусловлена необходимостью повышения геологической эффективности поисковых работ на нефть, газ, полиметаллы и другие полезные ископаемые в труднодоступных и неизученных районах, а также связана с перспективой нахождения таких месторождений на больших глубинах в изученных районах. Представление о масштабах региональных сейсмических исследований только в одной нефтепоисковой отрасли в восточных районах страны дают следующие цифры: в 1971-1980 гг. в Восточной Сибири предполагается изучить 112 000 км профилей, на Камчатке - 1800 км, в арктической части Сибирской платформы - 1200 км (Грамберг и др., 1969; Тарасенко и др., 1969; Трофимчук и др., 1969). Региональные сейсмические исследования выполняются и другими организациями.

Проблемы образования и эволюции земной коры и связанные с ним фундаментальные исследования требуют новых научных данных. Наиболее важные сведения могут дать исследования в зонах протекания глубинных земных процессов, которые проявляются на современном этапе в глубоководных желобах океанов, областях активного вулканизма и океанических впадинах. Здесь трудно переоценить роль сейсмических глубинных зондирований.

В связи с этим были поставлены исследования по развитию методики региональных исследований ГСЗ для труднодоступных районов Сибири и Дальнего Востока.

Методика разрабатывалась одновременно в ходе лабораторных и полигонных испытаний, а также полевого эксперимента. При этом решались задачи по рекогносцировочному изучению глубинного строения земной коры вдоль опорных маршрутов ГСЗ.

Региональные исследования, как и вся разработка в целом, выполнялись Институтом геологии ЯФ СО АН СССР и СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в содружестве с Якутским, Приморским и Дальневосточным территориальными геологическими управлениями Министерства геологии РСФСР.

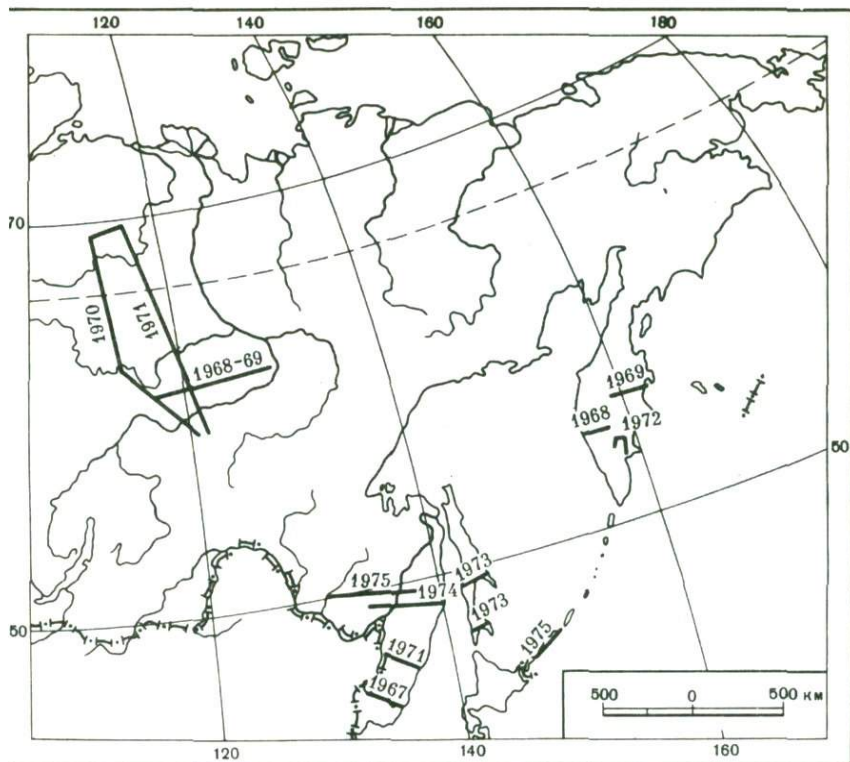


Рис. 1. Схема авиасейсмических маршрутов

В процессе полевых исследований было изучено свыше 6000 км профилей ГСЗ, расположенных в районах древних и молодых платформ (Якутия, Хабаровский край), в складчатых областях (Камчатка, Сахалин, Приморье), в зонах с тундровым, горным и вулканическим ландшафтами, в густонаселенных и, наоборот, необжитых районах страны в летнее и зимнее время года (рис. 1). В настоящей работе приведены результаты рекогносцировочных исследований в двух регионах: складчатой области Сихотэ-Алиния и восточной части Сибирской платформы, выбор которых обусловлен полнотой полученного материала и контрастностью геологического строения.

В результате исследований была разработана методика авиасейсмического способа региональных исследований, основанного на возбуждении упругих волн взрывами авиабомб и регистрации колебаний телеуправляемыми автоматическими станциями. Такой способ по широте решаемых задач, глубинности исследования разреза земной коры и всесторонности является пока единственным в мировой практике (Потапов, Чичинин, 1965).

Авиасейсмический способ исследования земной коры с 1967 г. опробовался Якутским и Дальневосточным геологическими управлениями,

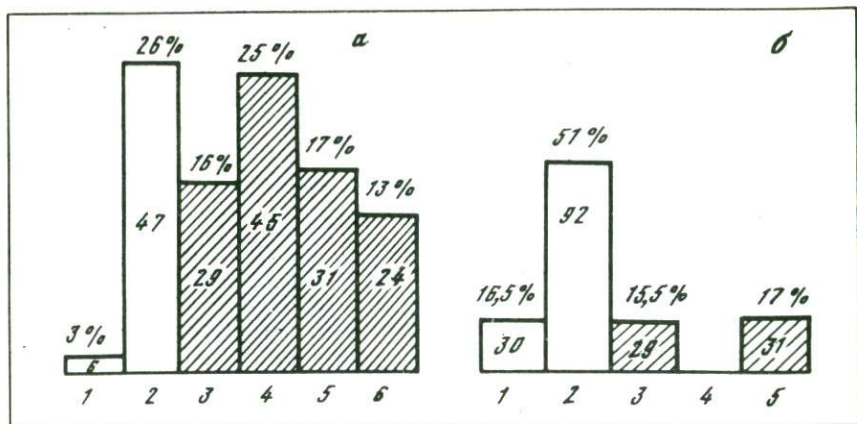


Рис. 2. Баланс времени полевого сезона 1974 г. (а) и оптимальное распределение времени (б)

Всего в сезоне 182 дня, из них: 1 - наблюдения (бомбометания); 2 - подготовительные работы на профиле; 3 - дни отдыха (воскресенья); 4 - отсутствие вертолета; 5 - нелетная погода для самолетов; 6 - отбои плановых полетов

Штриховкой показан непроизводительный период

Специальной региональной геофизической экспедицией НПО "Союз-геофизика", Институтом геологии ЯФ СО АН СССР, Институтом вулканологии и СахКНИИ ДВНЦ АН СССР.

Строго говоря, на данной стадии разработки авиасейсмический способ является еще в значительной степени "авианаземным", поскольку единственная приемлемая пока для таких исследований регистрирующая аппаратура "Тайга" устанавливается на местности при помощи десантирования людей и приземления вертолета. В дальнейшем, когда будут применены сбрасываемые с воздуха регистраторы колебаний, еще более повысится его производительность, экономичность и геологическая эффективность.

Методика авиасейсмического способа исследований земной коры разрабатывалась в процессе решения геологических задач в условиях, близких к производственным, но с малочисленным научным персоналом, вооруженным опытным комплектом (макетом) аппаратуры "Тайга". Элементы методики разрабатывались по мере появления условий для них. Некоторые прогрессивные приемы по организационным причинам так и не были применены (бомбометание по радиомаякам, взрыватели с повышенной точностью замедления, взрыватели для взрывов в море, бомбометание с вертолетов, ретрансляция сигналов микропередатчика на бомбе для отметки момента взрыва и др.).

Сама организация эксперимента, основанная на помощи ведомств, далёких от геологоразведочного дела, не позволяла полностью использовать даже те возможности методического и аппаратурного характера, которыми располагали исследователи. Следовательно, в

дальнейшем необходимо найти такие организационные формы, которые обеспечат применение всех выполненных разработок.

Организационной основой авиасейсмического способа является авиация спецприменения МГА. Положительный опыт таких методов, как аэрофотосъемка и аэромагниторазведка, показывает, что целесообразно организовать специализированный летный отряд, на базе которого можно было бы осуществить внедрение способа в геологоразведочную практику и развивать его дальше. Повышение производительности наблюдений только за счет улучшения организации полевых работ видно на примере перераспределения баланса календарного времени полевого сезона авиасейсмического отряда Хабаровской геофизической экспедиции в 1974 г. при изучении профиля ГСЗ Литовко-Иннокентьевский (рис. 2). Из 182 дней полевых работ собственно на наблюдения было использовано 3%, а простои из-за отсутствия авиасредств составили 38% времени. Не меняя плановые вылеты самолетов (2 дня в неделю), только за счет закрепления авиасредств за отрядом возможно увеличить долю полезного времени до 67%. Такое перераспределение времени в 5 раз повышает производительность наблюдений, и обеспечивает увеличение объема исследований на 1800 км профиля за сезон.

Организационные трудности в сочетании с освоением новой регистрирующей аппаратуры "Тайга" не всегда позволяли получить сейсмический материал нужного качества. Как правило, из-за несвоевременных вылетов авиации не удавалось вовремя повторить наблюдение с другими параметрами аппаратуры или сменить условия взрыва. В результате в системах наблюдений на профилях образовывались пропуски и обеспеченность их материалом оказалась ниже ожидаемой.

Несмотря на отмеченные трудности разработки способа, с его помощью получено большое количество полевого материала, обработка которого позволила сделать ряд выводов по методике интерпретации, скоростным и сейсмическим моделям земной коры изученных районов, построить структурные схемы поверхности коры.

Исследования ГСЗ, как и вообще сейсморазведка, во многих районах не проводились, и полученные сведения являются для них пока единственными.

1.

АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Аэрогеофизические методы исследований используются преимущественно при геологическом картировании, решении структурно-тектонических задач и поисках полезных ископаемых.

Ведущую роль среди других аэрогеофизических методов занимает аэромагнитная съемка, впервые в мире проведенная А.А. Логачевым в 1936 г. (Логачев, 1968). В настоящее время этой съемкой покрыты территории большинства стран мира и значительные площади морей и океанов. В комплексе с другими геофизическими и геологическими методами она позволяет оконтурить намагниченные породы и отдельные геологические тела в условиях плохой обнаженности, выявить зоны разломов, с которыми связаны месторождения полезных ископаемых. Аэромагнитные данные успешно используются для поисков рудных месторождений и решения других задач геологии. С помощью ядерно-резонансных датчиков фиксируется изменение напряженности магнитного поля с точностью до 3 гамм. Дальнейшее совершенствование аэромагнитного метода связано с измерениями, помимо приращения полного вектора магнитного поля, также абсолютного значения напряженности и градиентов поля, с внедрением магнитной записи и установкой магнитометров на искусственных спутниках Земли.

Аэрорадиометрическая съемка применяется при поисках месторождений радиоактивных руд. Наиболее эффективно она используется в районах выхода коренных пород, где фон помех минимален. Применяемые в настоящее время автоматические станции имеют чувствительность 200–500 имп/с в 1 мкр/ч, что ограничивает высоту полета (150 м). Применяется метод измерения полной интенсивности гамма-излучения естественных радиоактивных элементов. Дальнейшее развитие метода связывают с применением аэрогамма-спектрометров, позволяющих определять природу радиоактивности. Высокая чувствительность аппаратуры позволяет проводить аэрорадиометрическую съемку в районах, где ранее ее применение не давало результатов.

Аэроэлектроразведка в СССР применяется в опытном порядке для поисков сульфидных месторождений, прослеживания зон дробления, обводнения и минерализации, а также картирования комплексов пород, отличающихся по удельным сопротивлениям. По характеру

источника электромагнитного поля различают методы, использующие стационарные наземные источники поля, передвижные источники, и методы, основанные на изучении естественных электромагнитных полей.

К первой группе относится метод бесконечно длинного кабеля (БДК) и радиокип (Тархов, 1961; Ward, 1959). В БДК по заземленному проводу пропускается переменный ток звуковой частоты. Полеты выполняются перпендикулярно кабелю. В методе радиокип источником первичного электромагнитного поля служат радиовещательные и специальные станции, работающие в диапазоне длинных волн.

К числу методов с передвижными источниками относятся все методы индукции и методы, основанные на измерении сопротивления излучения открытых антенн, а также метод переходных процессов. Индукционные варианты используют в качестве возбудителя первичного поля генераторную рамку, питаемую переменным током. Многочисленные варианты метода индукции отличаются друг от друга конструктивными особенностями расположения генераторной и приемной рамок и способами исключения первичного поля. В одних вариантах используется выпускная гондола, буксируемая самолетом; в других обе рамки крепятся на одном самолете или вертолете или разнесены на двух самолетах и т.д. (Boud, 1961; Kellog, 1961). В 1950 г. индукционными методами с воздуха в Канаде было открыто крупное свинцово-цинковое месторождение Хит-Стил-Майн. В СССР на Урале, Кольском полуострове и в Казахстане проведенные с воздуха съемки позволили выполнить геологическое картирование больших площадей, в пустыне Каракум — обнаружить месторождения погребенной пресной воды среди солончаков.

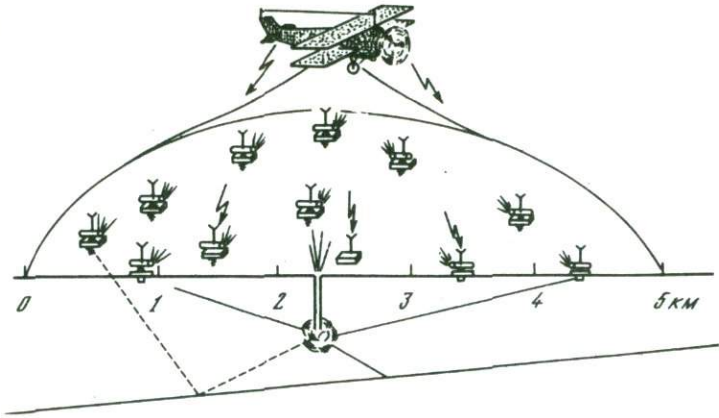
Аэрогравиразведка, как и индукционный метод, находится в стадии опытных работ. Для ее широкого применения необходимо решить такие задачи, как исключительно точное измерение высоты полета (± 3 м), создание безынерционных быстродействующих систем отсчета, повысить точность прокладки маршрутов и геодезической привязки пунктов наблюдений.

В США проведена съемка с морским гравиметром при полетах на высоте 3500 м, позволившая построить карту силы тяжести с точностью 10 мгл (La Coste, 1959; Nettleton et al., 1960; Thompson, La Coste, 1960). Аналогичные результаты получены Е.И. Поповым (1965).

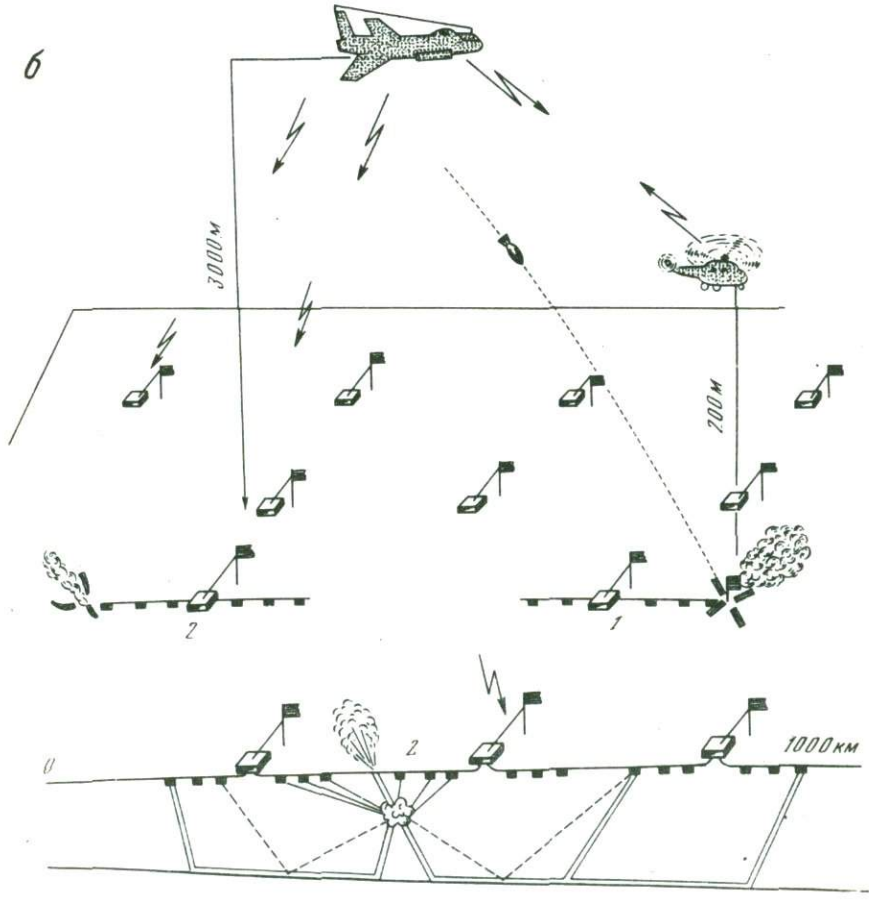
В сейсморазведке первые попытки применить авиацию относятся к 60-м годам текущего столетия. До этого времени сейсмические исследования проводились исключительно в обжитых районах с развитой сетью грунтовых или водных путей сообщения.

Открытия месторождений нефти и газа в труднодоступных районах Западной Сибири и на шельфе Северного моря и Мексиканского залива определенным образом отразились на сейсморазведке как основном методе подготовки структур к бурению. Потребовалось, в частности, резко повысить производительность сейсмических

a



b



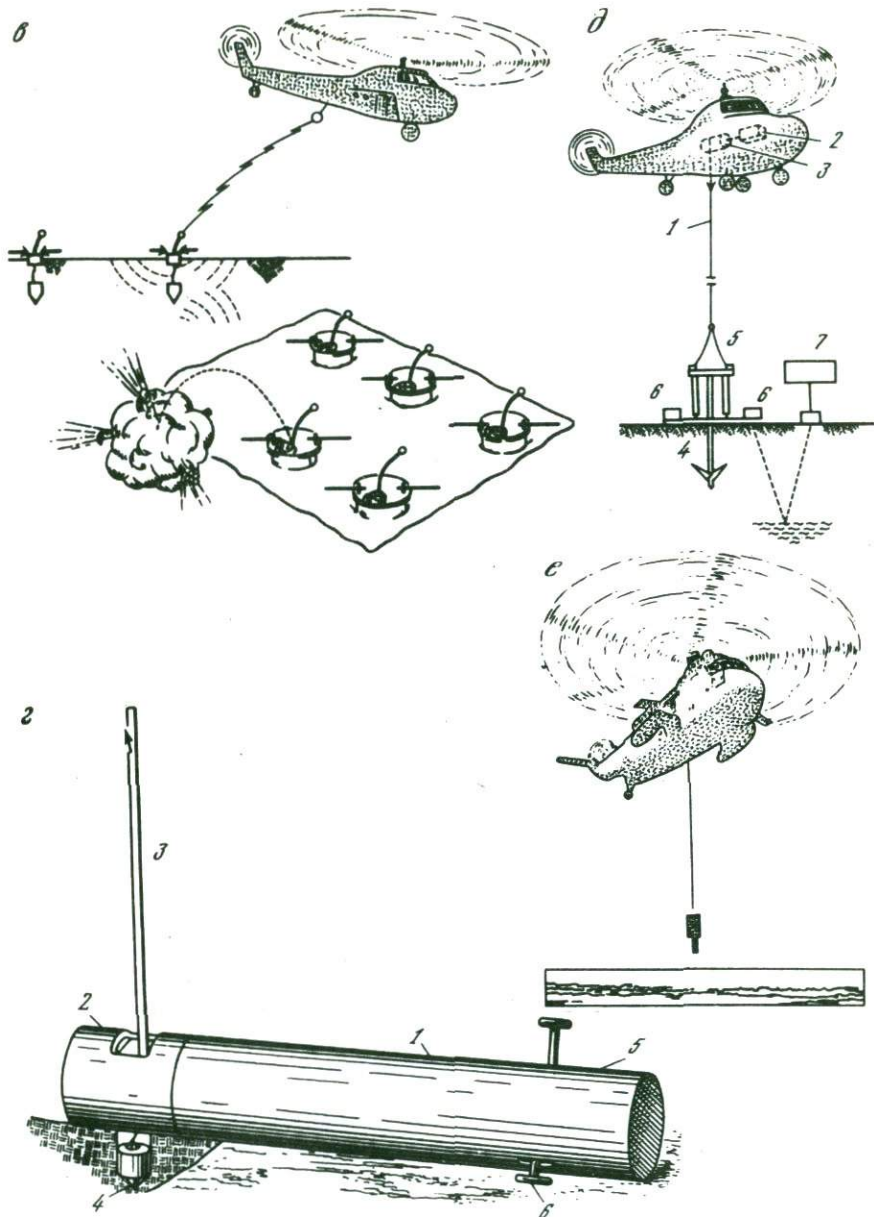


Рис. 3. Модификации авиасейсмических способов исследований, схемы полевых наблюдений и лучевые схемы

а – планшетная авиасейсморазведка; *б* – способ сбрасываемого заряда (*1* – установка регистратора перед взрывом, *2* – то же, в момент взрыва авиабомбы); *в, г* – способы сбрасываемого датчика; *д, е* – способы опускаемого датчика

исследований в труднодоступной местности, где ранее такие наблюдения считались экономически нецелесообразными. Первым шагом в методике авиасейсморазведки явился отказ от наземного транспорта и замена его воздушным (Лурье, 1963). Затем стали разрабатываться специальные аппаратура и источники возбуждения, требующие применения авиации.

Особенно широкое развитие получили методы авиационной сейсморазведки в связи с разработкой способов передачи сейсмической информации по радиоканалу и телеметрического управления регистрирующей аппаратурой.

Авиасейсмическим способом исследований (авиасейсморазведкой) мы называем способ наблюдений сейсмических колебаний, в котором операции возбуждения и приема волн либо одна из них выполняются при помощи авиации.

В соответствии с данным определением, учитывая современную тенденцию развития геофизической техники, можно выделить следующие способы авиасейсморазведки (рис. 3):

- 1) планшетной сейсмокинематографической съемки волновых полей (Калашников и др., 1973);
- 2) сбрасываемого заряда (Потапьев, Чичинин, 1965);
- 3) опускаемого датчика и заряда (Hugh, 1964);
- 4) сбрасываемого датчика и заряда (Davis, 1971; Henderson, 1972);
- 5) опускаемого датчика (Hamilton, 1970; Campbell, 1971).

По задачам исследований перечисленные модификации авиасейсморазведки подразделяются на две группы. К первой относятся способы сбрасываемого заряда и планшетной съемки, позволяющие решать все задачи сейсморазведки и ГСЗ. Во вторую группу входят все остальные способы. Ими решаются задачи инженерной сейсмологии, гидроакустики и МОВ.

В СССР наибольшее развитие получают планшетная авиасейсморазведка с оптической регистрацией и способ сбрасываемого заряда с многоприборной регистрацией наземными сейсмическими автоматическими станциями.

Исследования по планшетной авиасейсморазведке ведутся в основном в Физико-механическом институте АН УССР. Предложены два способа сбора сейсмической информации — контактный и бесконтактный.

Контактный способ заключается в установке на местности специальных сейсмоприемников, преобразующих сейсмические сигналы в электрические, в частности световые в видимом или инфракрасном диапазоне частот. Модулированные световые сигналы несут информацию о состоянии сейсмического волнового поля на поверхности наблюдения. Они регистрируются последовательно через малые промежутки времени скоростным многоканальным устройством, установленным на аэрообъекте и находящимся в момент регистрации над исследуемой площадью, на которой располагаются 400–500 сейсмических автономных радиоуправляемых преобразователей (рис. 3, а).

Регистрирующее устройство устанавливается на аэрообъекте и состоит из скоростной кинокамеры и радиостанции. Радиостанция служит для принятия команд управления от командного пункта и отметок момента взрыва заряда в скважине. На командном пункте находится другая радиостанция, которая управляет одновременно работой сейсмопреобразователей, регистрирующего устройства и взрыв-пункта. По командам производится включение всех датчиков, запуск скоростной кинокамеры, подрыв заряда и регистрация сейсмоинформации.

Волновой характер поля определяется по синфазности светящихся и затемненных точек от регистраторов на кинокадрах, в результате получают кинограммы сейсмического волнового поля исследуемого планшета.

Описанный контактный способ сбора сейсмоинформации относится к централизованной сейсморазведке. К такому же виду сейсморазведки относится бесконтактный способ отбора сейсмоинформации путем подачи с аэрообъекта пучка когерентных лучей в момент взрыва. Смещения почвы определяются по отклонению частоты лучей, отраженных от земной поверхности. Лазерный источник и приемник установлены на аэрообъекте. Этот путь только намечен и изучается в УКРНИГРИ.

Способ сбрасываемого заряда, а также большинство зарубежных способов авиасейсморазведки относятся к децентрализованной аэросейсморазведке, при которой производится автономная регистрация колебаний и их дальнейшее преобразование каждым сейсмографом или регистратором в отдельности (рис. 3, б). Исследования способом сбрасываемого заряда были начаты в 1964 г. в СО АН СССР под руководством члена-корреспондента АН СССР Н.Н. Пузырева при региональных исследованиях в труднодоступных районах Сибири, а затем развивались институтами АН СССР в восточных районах страны (Потапьев, 1973, 1974).

Способ опускаемого датчика и заряда был применен при авиасейсморазведке МОВ в заливе Вадден голландской нефтяной компанией (Hugh, 1964). Залив мелководен и характеризуется сложными гидрологическими условиями, не позволяющими использовать суда, поэтому для сейсмических исследований его акватории были привлечены вертолеты. Один из них буксировал сейсмическую пьезокосу длиной 1000 м, со второго сбрасывался заряд на кабеле и подрывался вблизи середины плавающей косы. Геодезическая привязка мест взрыва и установки осуществлялась при помощи радиодальномеров. В результате были получены разведочные материалы для обоснования мест заложения скважин.

Метод авиасейсморазведки способом сбрасываемого телеметрического датчика запатентован в США (Davis, 1971). Способ предназначен для рекогносцировочной сейсмической разведки в труднодоступных районах и заключается в следующем. С вертолета или самолета сбрасываются телеметрические зонды разового действия, состоящие из нижнего тяжелого отсека (сейсмоприемника)

и верхнего легкого (приемно-передающая станция). При падении на землю нижний отсек заглубляется в грунт, а верхний остается на поверхности земли. При ударе зонда о грунт возбуждаются упругие колебания, которые регистрируются как им самим, так и ранее сброшенными зондами.

Закодированная сейсмическая информация передается по радио на борт самолета, где специализированная ЭВМ выделяет сигналы каждого зонда и собирает сейсмические данные, интерпретируемые обычным путем (рис. 3, в). Аппаратура обеспечивает регистрацию преломленных и отраженных волн в широких динамическом и частотном диапазонах. Для сброса с небольшой высоты или в условиях мягкого грунта зонд может быть снабжен гранатой, которая взрывается после приземления или по команде с вертолета. Местонахождение зондов определяется по месту вертолета в момент сброса.

Г. Гендерсоном (Henderson, 1972) предложена самоориентирующаяся авиасейсмическая система, заключенная в цилиндрический контейнер 1, сбрасываемый с самолета. В одной части цилиндра (2) помещены антенна 3 и сейсмоприемник 4, в другой (5) — две стабилизирующие опоры 6 и электромотор для вращения частей контейнера относительно друг друга (рис. 3, г). Приземляясь, опоры выдвигаются и закрепляют контейнер. Затем подвижная часть контейнера вращается, пока антенна и сейсмоприемник не примут вертикальное положение. После этого антенна и приемник выбрасываются наружу. Система ориентации маятниковая. Утяжеленный маятник управляет контактами, регулирующими направление вращения мотора. Электронная схема системы позволяет передавать закодированную сейсмическую информацию по радио на борт самолета. Преимущества самоориентирующейся сейсмической системы перед другими сбрасываемыми датчиками заключается в том, что она не имеет стабилизаторов или других выступов и может использоваться в лесу. Эффективность ее не зависит от скорости или направления падения. Даже при рикошете работа приборов не будет нарушена.

Способ опускаемого датчика предложен Ф. Гамильтоном (Hamilton, 1970). Система состоит из вибрационного источника сейсмических сигналов 1, переносимого вертолетом. В вертолете смонтированы пульт управления вибратором 3, автоматическая лебедка 2, генератор электроэнергии. Вибрационный источник связан кабелем 5 с пультом управления и содержит выдвижной якорь 4 для крепления платформы с грунтом. На платформе укреплены два электромагнитных вибратора 6. Возбужденные ими упругие колебания фиксируются наземными регистраторами, управляемыми с вертолета 7 (рис. 3, д). Перевод источника из походного положения в рабочее и наоборот производится при помощи гидравлической системы.

Способ опускаемого датчика широко применяется морским флотом США для обнаружения акустических целей в противолодочной борьбе. Проблемы, решаемые при использовании вертолетов для целей геофизической разведки, описаны Д. Кампбеллом (Campbell,

1971) на примере контрольно-командной гидроакустической системы "Avos". Для установки системы предложен легкий вертолет с полетным весом 13,6 т и путевой скоростью около 130 миль/ч. Несмотря на то, что аппаратура уже работала на бортах, при установке на вертолете потребовалось решить такие вопросы, как устранение проникающего в воду шума вертолета, обращение с опускаемым в воду датчиком и буксирным кабелем в процессе зависания и полета, ограничение веса оборудования и его размещение.

Методика исследования прибрежной акватории морского нефтяного промысла с инженерными целями заключалась в перелетах вертолета с системой "Avos" на борту в указываемых ею направлениях и периодическому опусканию гидрофона и приемно-передающего устройства в воду. Время одного наблюдения 7 мин, высота зависания вертолета над водной поверхностью 15 м (рис. 3, е). Исследования над шумами вертолета и океана показали, что при направленном излучении сигнала (когда положение кабеля близко к вертикальному) отношение сигнал - помеха составляет около 3. При этом обеспечивается дальность гидролокации около 3 миль.

Из приведенного обзора видно, что способы авиасейсморазведки, развиваемые за рубежом, нацелены на решение главным образом инженерных задач и гидроакустики, лишь один относится к сейсморазведке МОВ на море. Для всех этих способов характерны высокая производительность и экономическая эффективность, возможность выполнять наблюдения в труднодоступных районах и небольшая глубинность.

2/31
Ни один из них не может быть применен для региональных сейсмических исследований, когда по условиям съемки необходимо изучать протяженные маршруты, целиком пересекающие структуры и трассы маршрутов прокладывать в наиболее интересных с точки зрения глубинного строения направлениях. При этом труднодоступность местами зачастую становится непреодолимой преградой на пути исследователей. Способ сбрасываемого заряда позволяет решать любые задачи сейсморазведки и ГСЗ - иначе говоря, обладает максимальной глубиной, а также всеми другими преимуществами авиасейсмических методов (вседоступностью, высокой экономической эффективностью и производительностью).

2.

ВОЗБУЖДЕНИЕ И РЕГИСТРАЦИЯ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ

При проведении авиасейсморазведки способом сбрасываемого заряда возбуждение упругих колебаний осуществляется взрывами фугасных авиабомб, а регистрация колебаний — сейсмическими телеуправляемыми станциями (Потапьев, Чичинин, 1965).

В связи с этим возникают совершенно иные требования к условиям возбуждения волн и их регистрации, значительно отличающиеся от требований к наземным сейсмическим наблюдениям. Например, в целях безопасности взрывных работ бомбометание выполняется при визуальной видимости точек прицеливания. По условиям транспортировки (вертолетами) целеуказатели не должны быть громоздкими, но при минимальных размерах и весе должны быть отчетливо видны в ясную погоду с любой высоты сброса авиабомб. Следовательно, наблюдения необходимо выполнять днем, но в это время фон микросейсм особенно высок и расчетное усиление регистрирующей аппаратуры практически не реализуется.

Высокая производительность взрывных воздействий при бомбометании приводит к существенному экономическому эффекту лишь тогда, когда прием колебаний осуществляется во многих пунктах, т.е. при многоприборной регистрации. Возникает необходимость расчета и применения сложных систем наблюдений. Пункты наблюдений по возможности должны быть менее подвижны, что требует применения большого количества регистрирующей аппаратуры. Следовательно, аппаратура должна быть дешевой и, значит, малоканальной.

Преимущество предлагаемого способа заключается также в его вседоступности, однако его применение предпочтительнее в труднодоступных районах, где наземные сейсмические наблюдения неприменимы или использование их затруднено (залесенные таежные массивы, горные хребты, обширные заболоченные пространства, малонаселенные местности и т.д.).

ВОЗБУЖДЕНИЕ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ ВЗРЫВАМИ АВИАБОМБ

При возбуждении упругих колебаний в качестве зарядов применяются фугасные авиабомбы средних и тяжелых калибров, сбрасываемые с самолетов. Для достижения максимального сейсмического эффекта взрыва необходимо обеспечить достаточное заглубление авиабомбы. Ввиду сложности физико-механических процессов при

разрушении грунта быстродвижущимися телами для расчетов проникания обычно пользуются эмпирическими формулами. При этом коэффициенты, связанные с характеристикой грунта, определяются полевыми опытными наблюдениями. Удовлетворительные результаты получены при расчетах глубины погружения авиабомб по формулам из работ С.С. Давыдова (1946), Г.И. Покровского, И.С. Федорова (1957). В этих работах глубина проникания вычисляется по времени движения тела в грунте, обусловленном переходом потенциальной энергии падающего тела в кинетическую. При этом исходными данными для расчета являются характеристики авиабомбы (вес, диаметр, конечная скорость падения) и грунта. Для оценки глубины взрыва используются размеры воронки неполного выброса. Исходными данными, помимо размеров воронки взрыва, служат величина и форма заряда, свойства взрывчатых веществ и упругие характеристики грунта.

Согласно указанным работам, глубина проникания авиабомб в однородные грунты (расстояние от дневной поверхности до основания авиабомбы) $h_{\text{пр}}$ может быть вычислена по формуле (в м)

$$h_{\text{пр}} = \lambda K_{\text{пр}} (P / d^2) V \cos \alpha, \quad (2.1)$$

где λ — коэффициент, зависящий от массы тела и его формы (для авиабомб $\lambda = 1,3$); $K_{\text{пр}}$ — коэффициент проникания, характеризующий свойства грунта, $\text{м}^2 \text{с}/\text{кг}$; P — вес авиабомбы, кг ; d — диаметр, м ; V — скорость при встрече с преградой, $\text{м}/\text{с}$; α — угол встречи с препятствиями.

В случае неоднородно-слоистых многослойных грунтов общая глубина проникания вычисляется последовательно: в двухслойной среде

$$l_2 = l_1 + (K_{\text{пр}2} / K_{\text{пр}1}) (l'_1 - l_1), \quad (2.2)$$

в трехслойной среде

$$l_3 = l_2 + (K_{\text{пр}3} / K_{\text{пр}2}) (l_2 - l_2) \text{ и т. д.}$$

Здесь l_1, l_2, l_3 — мощности сред, $K_{\text{пр}1}, K_{\text{пр}2}, K_{\text{пр}3}$ — коэффициенты проникания сред; l'_1, l'_2 — глубины проникания соответственно в первую и вторую среды в предположении, что они продолжаются до бесконечности, вычисляющиеся по формуле (2.1).

Достоверность расчетов существенно зависит от правильности определения коэффициентов $K_{\text{пр}}$. В процессе исследований путем анализа результатов бомбометаний были уточнены характеристики наиболее распространенных грунтов.

Из перечисленных выше факторов, влияющих на проникание авиабомбы в грунты, единственный фактор — физические свойства грунтов — не может быть изменен в процессе эксперимента. В большинстве случаев он является главным при постановке взрывных работ с бомбометанием. Свойства грунтов в расчетных формулах обычно учитываются коэффициентами, определяемыми в процессе испытаний.

Испытания такого рода чрезвычайно трудоемки, поэтому коэффициенты определены для ограниченного круга грунтов, чаще всего встречающихся в строительном деле.

Благодаря широкому опробованию бомбометания (взрывы около 600 авиабомб) в процессе сейсмических исследований накоплен значительный материал, который использован нами для расчета коэффициентов проникания. В результате удалось значительно расширить список грунтов, для которых определен этот параметр.

Для решения указанной задачи применялись фугасные авиабомбы калибром 250, 500, 1500, 3000 и 5000 кг (с весом ВВ соответственно 125, 250, 600, 1200, 2000 кг). Взрыватели устанавливались на замедление от 0,075 до 11,0 с, что обеспечивало взрыв после полного погружения авиабомб в грунты. Сбросы выполнялись при скорости полета 600 км/ч с высот в 1,5 и 3–4 км для авиабомб малых и больших калибров соответственно. Результаты взрыва сопоставлялись с теоретическими расчетами, и на основании сравнения определялась фактическая глубина взрыва. Во внимание принимался характер взрывного проявления (картина взрыва), тип и размеры воронки, соответствие воронки рассчитанным для данного грунта значениям глубины проникания и радиуса сферы разрушения.

Точные значения глубины проникания можно получить при взрывах с образованием воронки полного выброса и камуфлета. Признаками образования воронки полного выброса являются обширное пылевое облако при взрыве и наличие осколков корпуса авиабомбы на дне воронок. В этом случае глубина взрыва совпадает с глубиной воронки. При камуфлете воронка не образуется, а место взрыва отмечается разрыхленным входом авиабомбы в грунт и растрескиванием грунта при прорыве пороховых газов. Соблюдается условие образования камуфлета, при котором $R_{\text{раз}} < 0,83 W$ ($R_{\text{раз}}$ – радиус сферы разрушения, W – глубина взрыва). Наиболее распространенным является взрыв с образованием воронки неполного выброса, когда $1,2 W \geq R_{\text{раз}} \geq 0,83 W$. Картина взрыва при этом характеризуется столбобразным выбросом пороховых газов из канала проникания и отсутствием осколков корпуса в воронке.

В реальных условиях залегания грунтов коэффициент проникания изменяется в пределах порядка (табл. 1). Большой податливостью ($K_{\text{пр}} = (13,0 \div 6,0) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с/кг}$) отличаются заболоченные грунты, аллювиальные отложения рек и горных долин. К крепким породам ($K_{\text{пр}} = (3,0 \div 1,0) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с/кг}$) относятся мерзлые грунты, лед.

В табл. 1 приведены размеры воронок неполного выброса для ряда наиболее распространенных грунтов. Необходимое для определения глубины взрыва значение радиуса разрушения рассчитывается по формуле (Давыдов, 1946)

$$R_{\text{раз}} = 0,8 K_{\text{раз}} \sqrt[3]{Q}, \quad (2.3)$$

где $R_{\text{раз}}$ – радиус сферы разрушения, м; Q – вес заряда, кг; $K_{\text{раз}}$ – коэффициент разрушения, характеризующий податливость среды разрушению при полной забивке.

Таблица 1 Характеристика условий взрыва

| Грунт | $K_{пр}$, 10 ⁻⁶ м ² с/кг | Калибр авиа- бомб кг. | Глубина (чис- литель) и диа- метр (знамена- тель) воронки разрыва, м | Глуби- на взры- ва, м | Оптималь- ное рас- стояние взрыв- прибор | Сейсмораз- ведочный эквивалент авиабомбы | Район иссле- дований |
|---|---|-----------------------------|--|-----------------------------|--|---|-------------------------------|
| Лед (0,5 м) - вода | 1,0 | 250 | 2,2/8 | 2,2 | - | - | Западная Сибирь |
| (1,5 м) - глина | | 3000 | 2,5/22 | 2,5 | | | |
| Мерзлый грунт: супесь, | 2,0 | 1500 | 3/100 | 3 | 40 | 0,5 т - в скв. | Вилуйская впа- |
| суглинок, песок | | 3000 | 5/20 | 5 | 60 | 1,2 т - " | дина |
| Мерзлый мох, раститель- | 3,0 | 250 | 3/6 | 3 | - | - | Западная Сибирь |
| ность на болотах и озерах | | 3000 | 4,5/28 | 7,5 | - | - | |
| Супесь, суглинок на | 4,0 | 3000 | 3/25 | 10 | 40 | - | Приморье |
| склонах сопок и гор | | | | | | | |
| Вулканический песок, ще- бень на склонах вулканов | 5,0 | 3000 | 7/20 | 12 | 100 | 4-6 т - наклад- ной заряд | Ключевская группа вулканов |
| Суглинок, щебень в доли- нах горных рек, лощинах, падях | 6,0 | 1500 | 5/17 | 7,5 | 150 | 2,5 т - наклад- ной заряд | Приморье |
| | | 3000 | 12/23 | 15 | 200 | 3,5 т в скв. | " |
| Растительный слой, супесь, | 5,5- | 250 | 5/2 | 7,2 | 20 | - | Западная Сибирь |
| суглинок на водоразделах | -6,0 | 3000 | 7/23 | 14 | 60 | - | |
| Суглинок, супесь в пой- мах рек | | 250 | 2/6 | 6,5 | 25 | 0,15 т - в скв. | То же |
| | | 3000 | 5/20 | 17 | 110 | 1,2 т - в скв. | |
| Вода (1-2 м) - талый грунт | 8,0 | 1500 | - | 10 | 80 | - | Вилуйская впа- дина |
| | | 3000 | - | 10 | 120 | - | |
| Болотистый грунт, торф | 10-13 | 250 | 10/3 | 10 | 20 | - | Западная Сибирь |
| | | 3000 | 15/5 | 15 | 80 | - | |
| | | 5000 | -/35 | 10 | 110 | - | |

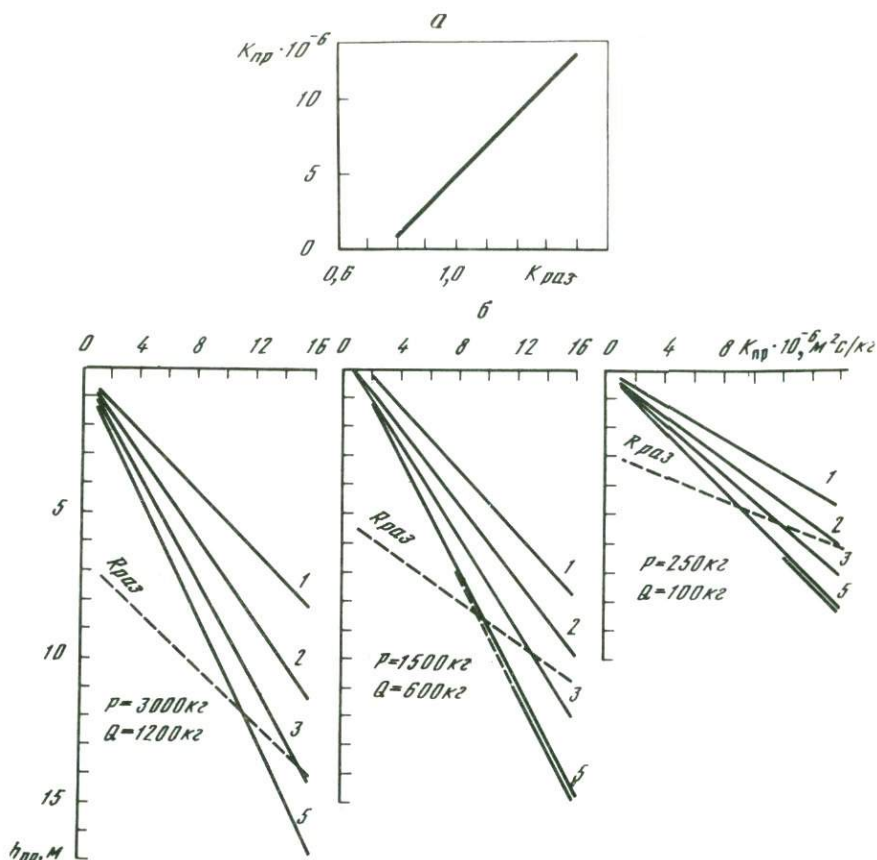
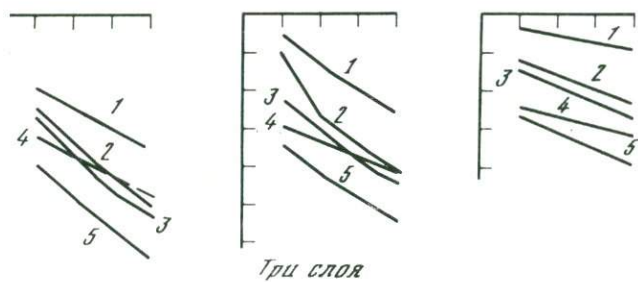
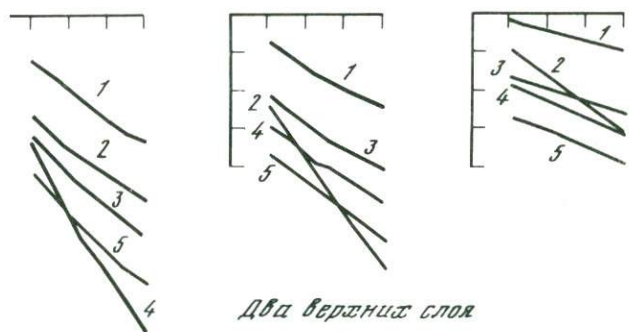
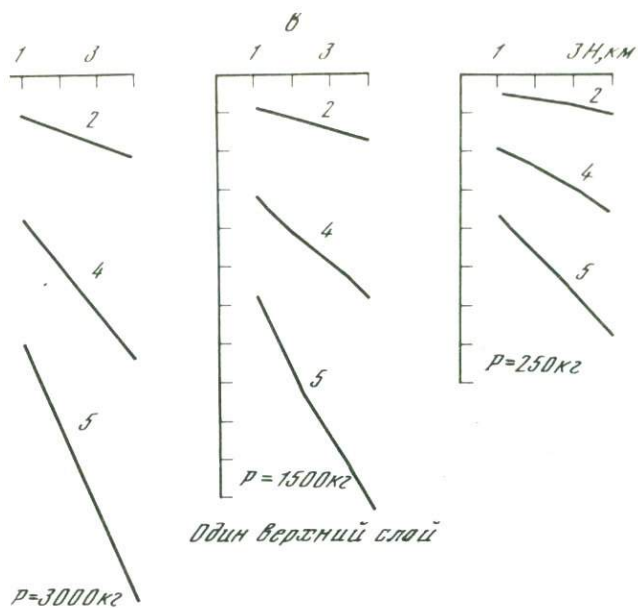


Рис. 4. Графики зависимостей коэффициента разрушения $K_{раз}$ от коэффициента проникания $K_{пр}$ грунтов (а), глубины проникания $h_{пр}$ и радиуса разрушения $R_{раз}$ от коэффициента проникания, калибра авиабомб для различных моделей сред (б), глубины проникания от высоты бомбометания H для различных калибров бомб и моделей сред
Цифры 1, 2, 3, 5 соответствуют номерам моделей в табл. 2

$K_{раз}$ определяется с достаточной для практики точностью из зависимости на рис. 4, а. Авиабомбы малых калибров проникают в грунт на глубины от 2 до 10 м, нередко образуя камуфлетные взрывы. Авиабомбы больших калибров заглубляются от 3 до 15 м, при этом камуфлеты наблюдались только в болотах.

Результаты экспериментов подтверждаются расчетами по формулам (2.1) и (2.2) для различных моделей сред (рис. 4, б, табл. 2). Из графиков следует, что проникание авиабомб тем больше, чем менее плотный грунт и тяжелее авиабомба. Особенно резко эта зависимость проявляется для слабых грунтов. Так, если для наибо-



кончание)

Таблица 2

Модели трехслойных грунтов

| Номер модели | Горная порода | Мощность, м | $K_{пр}, 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с/кг}$ |
|--------------|------------------|-------------|--|
| 1 | Мерзлый суглинок | 1 | 2 |
| | Супесь | 2 | 4 |
| | Глина | ∞ | 5 |
| 2 | Лед | 0,5 | 2 |
| | Вода | 1,5 | 10 |
| | Глина | ∞ | 5 |
| 3 | Почва | 1,5 | 7 |
| | Супесь | 3 | 4 |
| | Глина | ∞ | 5 |
| 4 | Почва | 2 | 7 |
| | Глина с песком | 3 | 5 |
| | Глинистый сланец | ∞ | 3 |
| 5 | Вода | 2 | 13 |
| | Песок | 2 | 5,5 |
| | Глина | ∞ | 5 |

лее плотных мерзлых грунтов при $K_{пр} = (1 \div 16) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с/кг}$ $h_{пр} = 0,7 \div 8,3 \text{ м}$, то для слабого обводненного разреза при тех же вариациях коэффициента проникания $h_{пр} = 1,3 \div 16,7 \text{ м}$ (авиабомба весом 3000 кг).

Радиус разрушения $R_{раз}$ определяется калибром авиабомбы и зависит от коэффициента проникания. Для авиабомбы весом 3000 кг в перечисленных разрезах $R_{раз} = 7 \div 14 \text{ м}$. Для большинства трехслойных моделей грунтов радиус разрушения больше глубины проникания авиабомб, что приводит к образованию воронок выброса. Лишь для очень слабых обводненных разрезов с $K_{пр} > 10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с/кг}$ возможно образование камуфлетов.

Рассмотрим зависимость глубины проникания от высоты сброса H и калибров авиабомб (рис. 4, в). Из графиков видно, что с усложнением среды и увеличением ее плотности глубина проникания уменьшается. Одновременно с этим слабее проявляется зависимость глубины проникания от высоты сброса. Например, с изменением высоты сброса от 1 до 4 км глубина погружения авиабомбы калибром 3000 кг в воде увеличится с 7 до 14 м, а в обводненном трехслойном разрезе — лишь с 4 до 6,5 м. Приведенные на рис. 4 кривые могут использоваться на практике в качестве номограмм при расчете глубины проникания авиабомб.

Как следует из расчетов, в большинстве природных грунтов при взрывах авиабомб образуются воронки выброса. Это обстоятельство можно использовать для определения глубины взрыва или, что то же самое, глубины проникания авиабомб в грунты. Воронки неполного выброса образуются при заглублинии авиабомб, недостаточном для возникновения камуфлета, но превышающем глубину взрыва, при которой образуются воронки чистого горна (выброса).

В настоящее время по авиасейсморазведочным работам накоплен значительный фактический материал, который может быть использован для определения глубины взрыва и физических характеристик грунтов.

Известен эмпирический способ определения глубины погружения авиабомб, в котором используются априорные данные о грунте (Покровский, Федоров, 1957). Результаты расчетов существенно зависят от свойств грунтов, характеристики которых для указанных целей изучены слабо, а существующая классификация по коэффициентам проникания далеко не учитывает встречающегося в практике сейсмических исследований разнообразия грунтов. Поэтому необходим особый подход к задаче определения глубины проникания авиабомб, учитывающий результаты конкретного бомбометания.

В основе предлагаемой расчетной формулы лежит известная формула Борескова являющаяся частным случаем применения теории подобия при явлении взрыва. В связи с нарушением автомодельности при разрывах такого рода формальное применение данного уравнения невозможно без существенного анализа тех свойств среды и взрывчатого вещества (ВВ), которые имеют значение в каждом конкретном случае. Однако в целом можно провести некоторые количественные оценки характеристик, влияющих наиболее эффективно на характер выброса.

Формула Борескова имеет вид

$$C_{ВВ} = K_{В} \cdot W^3 [0,4 + 0,6 (R_{В}^3 / W^3)], \quad (2.4)$$

где $C_{ВВ}$ - вес ВВ; W - глубина разрыва; $R_{В}$ - радиус воронки на уровне поверхности грунта; $K_{В}$ - постоянная, зависящая от свойств породы и ВВ. $K_{В}$ учитывает физические свойства среды и энергию ВВ и определяется обычно либо экспериментально, либо путем более детального теоретического исследования.

В настоящей работе предлагается определение этого коэффициента из энергетических соображений. Для вывода расчетной формулы приняты следующие допущения относительно грунта: идеальность (грунт подчиняется уравнениям теории упругости и пластичности), однородность, изотропность, непрерывность области деформации (эффект возникновения полостей и трещин не учитывается). Предполагается, что заряд сферический. В этом случае характеристики грунтов задаются четырьмя параметрами: модулем Юнга E , сцеплением c , углом внутреннего трения ϕ , плотностью ρ_0 .

Формула для K_B , учитывающего потери энергии на упругое деформирование, пластическую работу, потенциальную энергию, аккумулируемую на бесконечности, и кинетическую энергию грунта для конкретных в каждом случае грунтов и зарядов ВВ, в общем имеет вид:

$$K_B = \frac{G_{BB}}{2\sqrt{U_{BB}}} - \frac{G_{Гр} + G_{BB}}{\sqrt{3\pi(P_a + \rho_0 q H_B) \cdot 19,4 r_3^4}} - \frac{72r G_{BB}}{\sqrt{2\pi\rho_0 r_3^3 V_p^2}} - \frac{G_{Гр} + G_{BB}}{\sqrt{\frac{16}{27}\pi E [r_3 80 - \frac{1}{2} \ln^2(0,9 r_3)]}} - \frac{G_{Гр}}{\sqrt{\frac{8}{9}\pi\gamma r_3^3 26 \ln 26 r_3^3}}, \quad (2.5)$$

где G_{BB} - вес заряда ВВ, кг; $G_{Гр}$ - вес выброшенного грунта, кг; U_{BB} - полная энергия, выделившаяся в результате взрыва; P_a - атмосферное давление; q - пористость, %; H_B - глубина воронки, м; r_3 - радиус заряда, м; $\gamma = \frac{2c \cos\phi}{1 - \sin\phi}$ - параметр предела текучести для среды; V_p - скорость продольных волн в среде, м/с.

Производя оценку членов и учитывая симметрию начального пространства упругих деформаций относительно центра заряда, формулу можно упростить: во втором члене пренебречь составляющей его, учитывающей работу на преодоление атмосферного давления P_a , ибо энергия, затраченная на преодоление его даже при незначительном заглублении, составляет 0,3% от работы на преодоление сил тяжести; в четвертом члене можно отбросить $\frac{1}{2} \ln^2(0,9 r_3)$, порядок которого мал.

После некоторых преобразований получим окончательно:

$$K_B = G_{BB} [0,5 (V_{BB})^{-1/2} - 72r (2\pi\rho_0 r_3^3 V_p^2)^{-1/2}] - (G_{Гр} + G_{BB}) [(\frac{4}{3}\pi\rho_0 q H_B 19,4 r_3)^{-1/2} + (\frac{16}{27}\pi E r_3^2 80)^{-1/2}] - G_{Гр} (\frac{8}{9}\pi\gamma r_3^3 26 \ln 26 r_3^3)^{-1/2}. \quad (2.6)$$

Вычисляя различные K_B для разнообразных грунтов и зарядов и подставляя их в формулу (2.4), решенную относительно

$$W = \sqrt[3]{\frac{G_{BB} - 0,6 R_B^3 K_B}{0,4 K_B}}, \quad (2.7)$$

получим для определенного грунта и заряда глубину разрыва.

Рассмотрим случай с известной глубиной заложения зарядов в лёссе, для которого были приняты следующие характеристики:

$\phi = 22^\circ$, $c = 0,6 \text{ г/см}^2$, $E = 1,2 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$, $\rho_0 = 2,4 \text{ г/см}^3$. Размеры образовавшихся воронок неполного выброса при $G_{\text{ВВ}} = 1000 \text{ кг}$: $H_{\text{В}} = 3,4 \text{ м}$, $R_{\text{В}} = 8 \text{ м}$; $H_{\text{В}} = 2,85 \text{ м}$, $R_{\text{В}} = 7 \text{ м}$; $H_{\text{В}} = 3,95 \text{ м}$, $R_{\text{В}} = 8,4 \text{ м}$ (Докучаев и др., 1963). Глубина заложения заряда, вычисленная по предложенной формуле, расходилась с фактической не более чем на 20%.

Приведем далее примеры расчета для взрывов авиабомб калибра 250 и 3000 кг (l, d — длина и диаметр авиабомбы).

1. Грунт — влажная супесь: $\rho_0 = 2,6 \text{ г/см}^3$; $E = 0,38 \cdot 10^4 \text{ кг/см}^2$; $c = 0,42 \text{ г/см}^2$; $\phi = 28^\circ$.

Авиабомба калибра 250 кг: $G_{\text{ВВ}} = 99,8 \text{ кг}$; $l = 1,450 \text{ м}$; $d = 0,32 \text{ м}$; $\rho_0 = 6,7 \text{ г/см}^3$.

В результате взрыва имеем $H_{\text{В}} = 8 \text{ м}$, $R_{\text{В}} = 3,2 \text{ м}$; после расчета по предложенной формуле получено $W = 11,32 \text{ м}$.

2. Грунт — сухой суглинок: $\rho_0 = 2,4 \text{ г/см}^3$; $E = 0,68 \cdot 10^3 \text{ кг/см}^2$; $c = 0,42 \text{ г/см}^2$; $\phi = 18^\circ$.

Авиабомба калибра 3000 кг: $G_{\text{ВВ}} = 1386 \text{ кг}$; $l = 1,66 \text{ м}$; $d = 0,82 \text{ м}$, $\rho_0 = 7 \text{ г/см}^3$.

В результате взрыва имеем $H_{\text{В}} = 7,6 \text{ м}$, $R_{\text{В}} = 12,6 \text{ м}$, после расчета получено $W = 14,32 \text{ м}$.

Расчеты, сделанные по формулам (2.1) и (2.7), расходятся между собой и с данными наблюдений не более чем на 10–20%.

Например, при бомбометании по мерзлым грунтам в районе Якутска взрывы авиабомб калибра 1500 и 3000 кг образуют воронки чистого горна размером соответственно $R_{\text{В}} \sim 4 \text{ м}$, $H_{\text{В}} \sim 3,5 \text{ м}$ и $R_{\text{В}} \sim 8 \text{ м}$, $H_{\text{В}} \sim 6 \text{ м}$. Глубина проникания авиабомб W равна глубине воронки $H_{\text{В}}$. В Приморье в щебенистых и суглинистых грунтах эти же авиабомбы образуют воронки неполного выброса размерами соответственно $R_{\text{В}} \sim 8 \text{ м}$, $H_{\text{В}} \sim 5 \text{ м}$ и $R_{\text{В}} \sim 10 \text{ м}$, $H_{\text{В}} \sim 8\text{--}10 \text{ м}$, сами же авиабомбы погружаются на глубину до 15 м. В болотистых и суглинистых грунтах Западно-Сибирской низменности авиабомбы калибра 250 кг погружались до 5–7 м, образуя при взрыве воронки неполного выброса размером $R_{\text{В}} \sim 2,5\text{--}3 \text{ м}$, $H_{\text{В}} \sim 2 \text{ м}$. Авиабомбы калибра 3000 кг создавали воронки диаметром около 20 и глубиной 5 м, сама же бомба заглублялась до 15 м. При таких взрывах возбуждаются сейсмические волны от поверхности фундамента и глубинных границ земной коры, включая раздел Мохоровичича, регистрируемые на удалении до 250 км.

С целью определения сейсмической эффективности сравнивалась интенсивность записи при взрывах наземных зарядов и авиабомб (табл. 1 и рис. 5). Исследования показали, что взрывы авиабомб по эффективности сопоставимы с взрывами таких же по весу зарядов в скважинах и в 2–3 раза эффективнее взрывов накладных зарядов.

К благоприятным условиям взрыва относятся водонасыщенные наносные образования горных долин, ушей и речных пойм, а также образования речных пойм и террас в равнинной местности. Очень

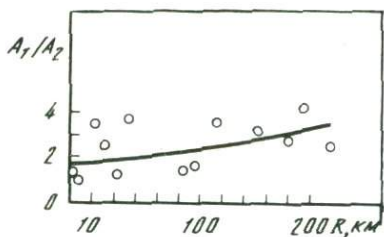


Рис. 5. Зависимость отношения амплитуды сейсмической записи при взрывах авиабомб A_1 и накладных зарядов A_2 от расстояния

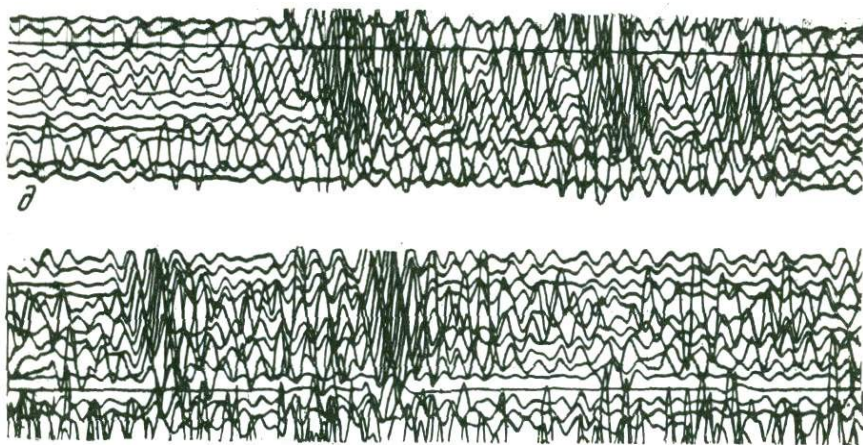
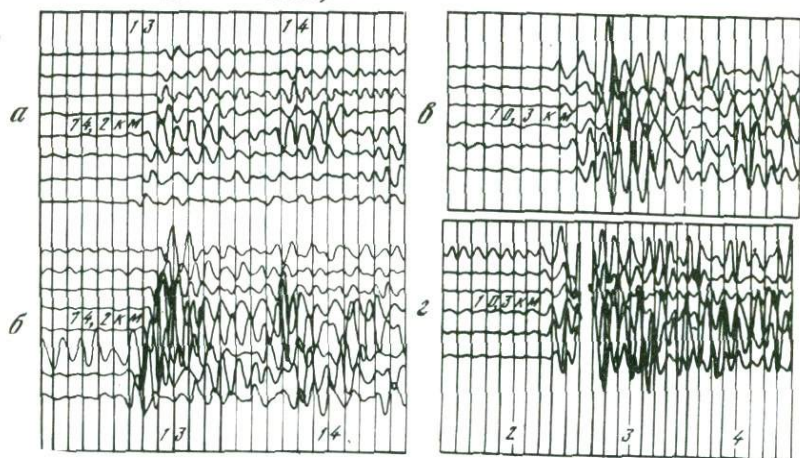


Рис. 6. Сейсмическая эффективность взрывов авиабомб в различных условиях

a — калибр 3000 кг, взрыв на склоне сопки; *б* — калибр 1500 кг, взрыв у подножья сопки; *в* — калибр 1500 кг, высота сброса 3 км; *г* — то же, 5 км; *д* — запись на плавающую косу на удалении 20 км, накладной заряд 600 кг; *е* — то же, взрыв авиабомбы калибром 250 кг

хорошие условия взрыва в озерах и вообще в водной среде. Например, в Якутии при взрывах авиабомб весом 3000 кг в озерах полезные записи упругих волн регистрируются на расстоянии до 110–160 км, при взрывах на суше колебания фиксируются на расстояниях, вдвое меньших. В Приморье при взрывах в море записи волн регистрируются наземными станциями на удаленностях до 250 км.

Типичные записи взрывов авиабомб при исследованиях ГСЗ в различных регионах показывают, что во всех регионах, включая такие сложные по условиям возбуждения и распространения волн, как Сибирская платформа (Якутия) и Сихотэ-Алинская складчатая область, бомбометание обеспечивает необходимую интенсивность записи (рис. 6). При взрывах в сухих породах на вершине сопки и сбросе с меньшей высоты интенсивность записи может на порядок отличаться от записей при взрывах в оптимальных условиях.

РЕГИСТРАЦИЯ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ

В авиасейсмическом способе сбрасываемого заряда выбор регистрирующей аппаратуры зависит от поставленной задачи. При региональных исследованиях в труднодоступной местности для изучения опорных пересечений через крупные структуры или наблюдений по площади целесообразно использовать сейсмическую телеуправляемую систему "Тайга". Эта аппаратура позволяет рассредоточить приемники на значительной площади и вести одновременно дифференцированный прием многими регистраторами. В этом случае стоимость полевых наблюдений значительно снижается и основной фактор региональных исследований – экономический – перестает быть определяющим при выборе района работ. При исследованиях на шельфе и в открытом океане, как показал опыт "Южморгео", регистрацию желательно вести на плавающей косе, что позволяет получить кусочно-непрерывные годографы значительной протяженности. Для детального изучения параметров разреза земной коры (и особенно верхней мантии) целесообразно взрывы авиабомб регистрировать стационарными станциями типа "Поиск", при помощи которых можно обеспечить высокочувствительный прием колебаний многоканальными установками сейсмографов на удаленностях в несколько сотен километров. На первом этапе разработки методики, когда регистраторы с магнитной записью еще только проектировались, применялись 8-канальные блоки серийных сейсмических станций КМПВ. Станции использовались как в стационарном (профиль Спасск-Тадуши, Приморье), так и в переносном вариантах (Камчатка). Стационарные установки оборудовались многоприборными линейными группами из 4–9 сейсмоприемников НС-3, и качество записи на них было существенно выше, чем на переносных станциях.

Для иллюстрации методических возможностей авиасейсморазведки на море рассмотрим эксперимент в Анивском заливе о.Сахалин осенью 1973 г. Регистрация колебаний на море выполнялась при

помощи сейсмической станции "Поиск-1-48-КМПВ-ОВ" с плавающей косой конструкции ВНИИГеофизики. Шаг между каналами 50 м. На суше прием осуществлялся обычной установкой с шагом между каналами 100 м. Передача отметки взрыва производилась посредством радиостанции при взрывах накладных зарядов и по записи регистратора "Тайга" у пункта взрыва при взрывах авиабомб. Были получены одиночные годографы в Анивском заливе. Плавающую сейсмическую косу буксировало научно-исследовательское судно "Пегас". В качестве источников возбуждения на суше использовались взрывы зарядов аммонита весом 600 кг в водоеме глубиной 2-3 м и взрывы авиабомб весом 250 кг с зарядом 120 кг (см рис. 6, д, е).

Методика наблюдений на море заключалась в следующем. Корабль передвигался по профилю со скоростью 4-5 узлов при волнении моря около 4-6 баллов. Сбросы авиабомб производились через 15 мин с тем, чтобы корабль успел переместиться вдоль профиля на 2-3 км. Пропуски в наблюдениях при ходе судна в прямом направлении по возможности заполнялись при обратном ходе. Наземный пункт взрыва при волнении моря около 6 баллов позволял наблюдать записи волн на удалениях до 20 км (см. рис. 5, д, е).

Определение местоположения судов при исследовании в заливе осуществлялось навигационными методами с использованием РЛС "Дон". Погрешности в определении места судна составляли при этом от 200 до 1000 м. Погрешность определена по невязкам вступлений волн на корреляционных каналах, достигающим 0,5 с.

Рассмотрим более подробно возможности регистрирующей аппаратуры "Тайга". Регистраторы на профиле постоянно находятся в дежурном режиме и по радиокоманде с диспетчерского пункта фиксируют колебания независимо от уровня микросейсм.

Единственным возможным транспортным средством на региональном профиле является вертолет средней грузоподъемности, поэтому в интересах повышения производительности наблюдений вес полевого комплекта (сейсмоприемников, источников питания и проводов) сводится к минимуму и группирование для подавления микросейсм, как правило, не применяется.

Запись колебаний производится одиночными сейсмоприемниками типа С-205 на среднем усилении регистратора в области частот 4-100 Гц. При воспроизведении записи в визуальном виде в блоке воспроизведения комбинацией фильтров подбирается оптимальная характеристика, которая меняется в зависимости от района исследований и типа выделяемой волны.

Особенности применения аппаратуры "Тайга" в авиасейсмических исследованиях ГСЗ заключаются в большой длине установки регистраторов (порядка 300 км), длительном их пребывании в дежурном режиме без смены питания (более 30 суток), работе во все время года при резких перепадах температур и влажности воздуха, ограниченном числе обслуживающего персонала (до 6 человек).

Опытный комплект аппаратуры "Тайга" не удовлетворял перечисленным условиям по следующим причинам: наблюдалось самопроиз-

вольное включение регистраторов посторонними сигналами, изменялись настройка входных фильтров дешифратора в зависимости от величины сигнала на выходе приемника и режим выходного каскада, вследствие чего уменьшалась его чувствительность при подключении дешифратора; регистрировался временной уход частоты кварцевого гетеродина приемника "Недра" относительно частоты диапазонного кварца диспетчерского передатчика, и отсутствовал в регистраторе индикатор совмещения этих частот; на записях появились интенсивные синхронные наводки и, наконец, наблюдалось прилипание магнитной ленты к прижимному ролику при длительном пребывании станций в дежурном режиме. К существенным недостаткам следует отнести не отвечающее требованиям полевых работ внешнее конструктивное оформление регистраторов.

Перечисленные недоработки в процессе эксплуатации были в значительной мере устранены. Самопроизвольное включение станций уменьшено за счет расширения полосы пропускания активного фильтра дешифратора с 4 до 7 Гц и его точной настройкой. Изменение режима выходного каскада приемника "Недра" устранено подключением на вход дешифратора специального усилителя-ограничителя, собранного на двух схемах: на микросхеме серии К228-2-СА281 и на транзисторе T_1 , включенном по схеме с общим эмиттером (рис. 7). Обращено внимание на более тщательный подбор R_{14} (см. принципиальную схему регистратора "Тайга") с тем, чтобы на резонансных частотах на выходе фильтров $T_6 - T_7$ отсутствовало ограничение. Окончательная настройка фильтров проверялась по сквозной частотной характеристике звена вход дешифратора - выход фильтров $T_6 - T_7$. Чувствительность дешифратора по срабатыванию триггера Шмидта подбиралась в пределах 40-50 мВ сопротивлениями R_0, R_g .

Для подстройки частоты кварцевого гетеродина приемника "Недра" по кодовому сигналу в полевых условиях сигнал 50 Гц с выхода активного фильтра подавался через сопротивление 100-150 кОм на вход субблока "контроль" регистратора. Настройка велась ручкой "тембр" на приемнике до максимального отклонения стрелки миллиамперметра.

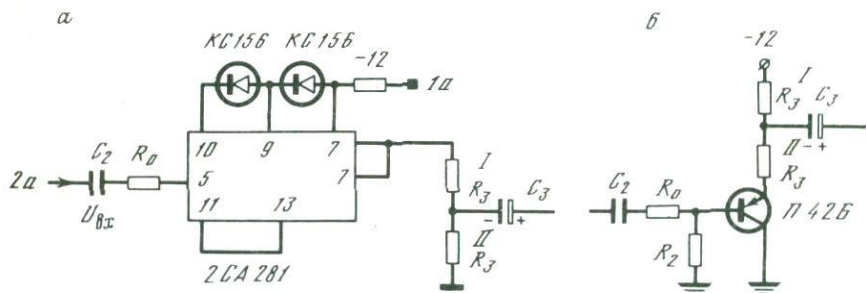


Рис. 7. Схема усилителя-ограничителя на микросхемах (а) и транзисторах (б)

Анализ синхронных наводок показал, что они расположены в высокочастотной области спектра сейсмического сигнала и вызваны короткопериодными колебаниями электромагнитного поля Земли — "атмосфериками". Для уменьшения их влияния емкостью C_3 ограничена полоса пропускания усилителя записи регистратора до 30 Гц, а для предотвращения насыщения входного каскада включена емкость 0,1 мкФ.

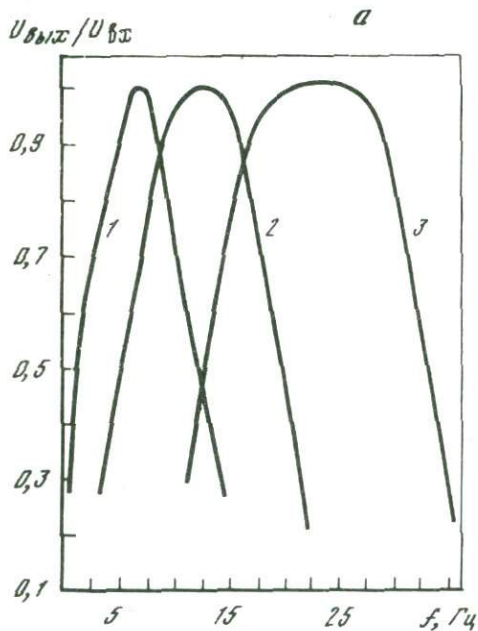
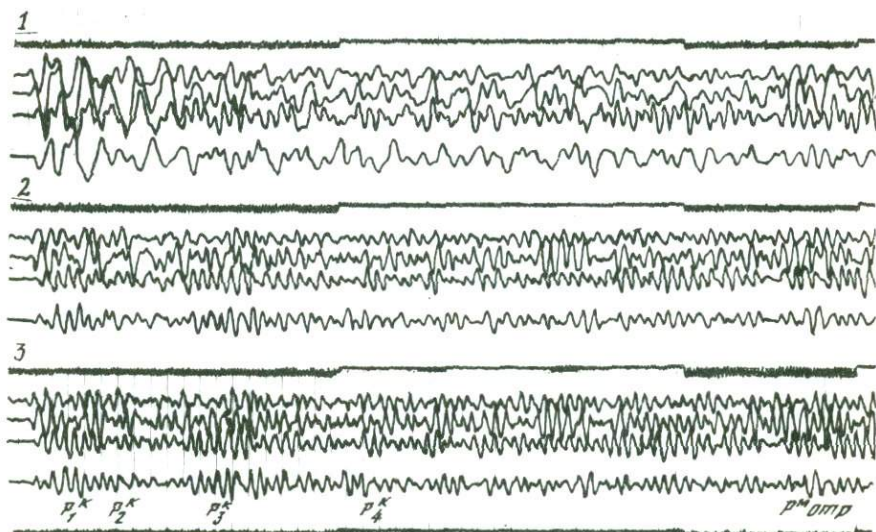


Рис. 8. Оптимальные частотные характеристики блока воспроизведения "Тайга" и сейсмограммы

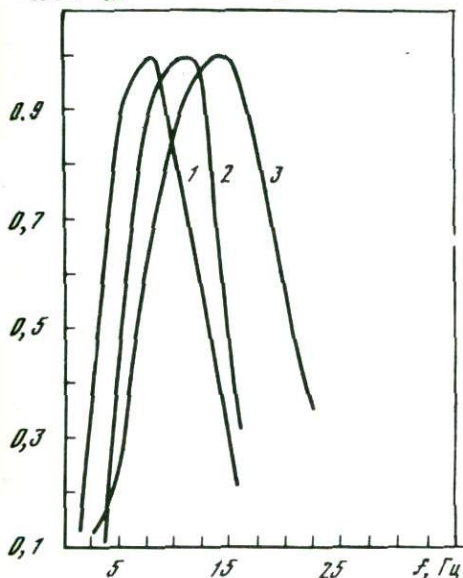
a — зондирование 8/13 (профиль Бикин-Великая Кема), расстояние 56 км, заряд 1200 кг, усиление 4, фильтрации: 1 — Φ_{511} , 2 — Φ_{532} , 3 — Φ_{543} ; *б* — зондирование 10/5 (профиль Литовко — Иннокентьевский), расстояние 86,6 км, заряд 1200 кг, усиление 4, фильтрации: 1 — Φ_{212} , 2 — Φ_{223} , 3 — Φ_{334}



В процессе обработки пленки возникали большие затруднения в отыскании нужной записи на магнитограмме при большом числе включений регистратора. Для облегчения поисков записей применено несколько кодов включения: стандартный длительностью 12 с вида 3-1-2-2-1-3, и дополнительные: 2-1-1-2 - длительностью 6 с, 4-4 - продолжительностью 8 с, 2-2 - длительностью 4 с.

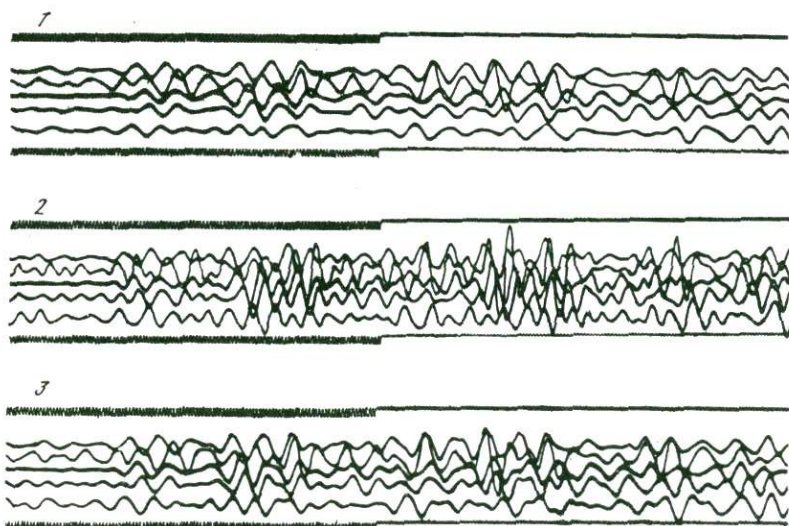
$U_{\text{вых}}/U_{\text{вх}}$

σ



Смена кодов производилась перед транслированием переключением тумблера на диспетчерском пульте, а тип кода выбирался в зависимости от длины годографа. Коды формируются подачей частот 1/2 и 1/3 Гц на отдельные входы триггера в 6-секундном цикле, 1/4 Гц - на счетный вход триггера при 8-секундном цикле, 1/2 Гц - на счетный вход триггера при 4-секундном цикле.

Для оперативного контроля за работой диспетчерского пункта (проверка на отсутствие сбоя в коде, наличие сигнала



на выходе передатчика, совпадение частот приемников и передатчика) было предложено контрольное устройство, состоящее из приемника радиостанции с заглубленными вторичными контурами и "тембром", настроенным на частоту передатчика одновременно с регистраторами до вывода их на профиль, дешифратора и реле, включающего сигнальную лампочку при нормальном рабочем сигнале на входе приемника¹.

Проблема питания дежурного режима была решена с помощью аккумуляторов НКН-100, которые без подзарядки обеспечивали работу регистраторов в течение 2-3 месяцев как в летнее, так и в зимнее время.

При воспроизведении магнитограмм большое внимание уделялось выбору фильтров блока воспроизведения. На рис. 8 видно, что преломленные волны в первых вступлениях характеризуются низкочастотным спектром и более четко выделяются на фильтрации с полосой пропускания 0-10 Гц. Наоборот, отраженные волны подчеркиваются фильтрами с полосой 6-17 Гц. С целью экономии труда и времени при массовой обработке материала применялась одна фильтрация с полосой 6-14 Гц (Φ_{223}).

Таким образом, в результате исследований условий возбуждения и регистрации упругих колебаний разработана методика наблюдений, обеспечивающая получение интенсивных записей взрывов авиабомб на суше на удалениях до 150-200 км.

Внесены конструктивные изменения в аппаратуру "Тайга", повышающие надежность ее работы в автоматическом режиме в экстремальных условиях эксплуатации при авиасейсмических исследованиях в труднодоступных районах.

Установлены параметры воспроизводящей части аппаратуры, позволяющие при минимальных затратах труда и времени получать качественные записи в визуальном виде.

¹ Аппаратурные разработки выполнены Г.Е. Елисеевым.

3.

ЛИНЕЙНАЯ СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Авиасейсморазведка характеризуется отличительными чертами и своеобразием применения, обусловленными особенностями технического вооружения и возможностями его использования для конкретных целей. В соответствии с поставленной задачей в этой и последующих главах проанализируем составные элементы методики региональных исследований в труднодоступных районах. Будут рассмотрены системы наблюдений, техника наблюдений на профиле и перспективные направления развития методики авиасейсмических исследований.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СИСТЕМ НАБЛЮДЕНИЙ

Как известно (Пузырев и др., 1970), при выборе систем наблюдений приходится учитывать ряд факторов, к числу которых при региональной съемке относятся ожидаемая модель среды и имеющаяся информация о ней, типы регистрируемых глубинных волн, уровень помех, тип корреляции волн, характер источника, применяемая аппаратура, природные условия и экономические соображения.

При региональных исследованиях решаются главным образом структурные задачи с детальностью, достаточной для выявления структур первого и второго порядков с горизонтальными размерами 50–100 км. Ожидаемая модель среды для районов Восточной Сибири и Дальнего Востока, где разрабатывалась методика, составлялась по опубликованным к началу работы тектоническим и структурным схемам. Основанием для них служили данные мелкомасштабных гравитационных аэромагнитных и геологических съемок, в редких пунктах подтвержденных материалами опорного бурения. Сведения о средних скоростях в осадочной толще, как правило, отсутствовали.

Вследствие слабой сейсмической изученности указанных районов трудно было проектировать системы наблюдений в расчете на конкретный тип волны. Поэтому системы рассчитывались таким образом, чтобы выявить и проследить все основные волны, распространяющиеся в земной коре, начиная с кровли консолидированной толщи до одной–двух границ раздела в верхней мантии. В связи с тем, что системы наблюдений реализовались в труднодоступной

местности, многоэтапное изучение оказалось невозможным и к системам предъявлялось требование одновременной регистрации всех типов волн. По этой же причине не удавалось создать условия для возбуждения и, особенно, приема волн, преломленных на границе Мохровичича, и эта граница изучалась в основном по отраженным волнам. Предварительные сведения для определения максимальной длины годографов и расстояний между пунктами взрыва получались из параметрических наблюдений.

При расчете систем приходится считаться с повышенным уровнем микросейсм, обусловленным наблюдениями в дневное время суток. Последнее обстоятельство вызывается необходимостью визуальной различимости целей для бомбометания. Ветер, атмосферные осадки, индустриальные и транспортные помехи на различных участках, профили также влияют на полноту реализации системы наблюдений, и такие участки приходится перекрывать наблюдениями с дополнительных пунктов взрыва.

Для ГСЗ большое значение имеет стабильность источника и уровень возбуждаемых сигналов. В наших исследованиях применяется в основном один стандартный заряд, обеспечивающий максимальный сейсмический эффект, — авиабомба калибром 3000 кг с весом ВВ 1200 кг и замедлением взрыва около 25 с. Для прибрежных исследований на море также рекомендуется стандартный заряд — авиабомба калибром 250 кг с замедлением 15 с.

Природные условия являются важнейшим фактором при проектировании системы наблюдений. Характерными особенностями труднодоступной местности является редкая сеть естественных посадочных площадок для вертолетов и отсутствие каких-либо других путей сообщения помимо воздушных (Сихотэ-Алинь, Сахалин, Срединный хребет на Камчатке, Курильские острова). Другими факторами, осложняющими исследования, являются малонаселенность, суровый климат (и, как следствие, короткий полевой сезон), наличие вечной мерзлоты или мощного слоя вулканической породы, резко снижающих эффективность взрыва авиабомб (Якутия, Камчатка), сложные формы рельефа в виде горных хребтов, многочисленных озер и разветвленных речных систем. Все это не позволяет создавать детальные взаимовязанные системы наблюдений, заставляет ограничиться либо наблюдением отдельных элементов таких систем (штрихпунктирное профилирование) и благоприятных участков профиля, либо применять произвольные системы дифференциальных зондирований. Как показали расчеты (Крылов, Рудницкий, 1970), последние являются наиболее экономичными при региональных исследованиях.

В процессе исследования в разнообразных по геологическому строению регионах применялись несколько систем дифференциальных зондирований. Представляет определенный интерес анализ этих систем с единых методических позиций и сравнительная оценка с многоэтапным подходом к исследованию профиля.

Введем следующие обозначения по Н.Н. Пузыреву и др. (1975): $2\lambda_0$ — длина профиля, L_1 и L_2 — базы зондирований, ΔL — об-

часть прослеживания волны, K - количество параметрических наблюдений (годограф), M - максимальное число границ, L_i - горизонтальные размеры предполагаемых неоднородностей на границах (структурные, скоростные и др.), i - индекс границы.

Условия задачи: 1) $x_0 > L_2 > L_1$; 2) $L_2 - L_1 < \Delta L$; 3) $K \geq M$; 4) $L < x_0$.

В качестве основного критерия эффективности системы примем плотность наблюдений ζ , под которой понимается минимальная плотность наблюдений при любых физических измерениях, т.е. $\zeta = L/3$.

Как известно (Пузырев, 1963), для определения параметров разреза необходимо, как минимум, две базы зондирования L_1 и L_2 , тогда плотность наблюдений для определения глубины можно уменьшить вдвое:

$$\zeta_{\text{зонд}} = 2L/3. \quad (3.1)$$

Количество зондирований $N_{\text{зонд}}$ на профиль длиной $2x_0$ определится из выражения

$$N_{\text{зонд}} = 2[(3/2)(x_0/L) + 1] = 3x_0/L + 2. \quad (3.2)$$

Соответственно количество записей при наблюдениях с d -канальными регистраторами будет

$$N_{\text{зап}} = d(3x_0/L + 2). \quad (3.3)$$

Начальное условие 1) минимизирует систему наблюдений за счет общей части источников и приемников. Количества записей, зондирований и источников связаны соотношением

$$N_{\text{зап}} = dN_{\text{зонд}} = dSN_{\text{ист}}, \quad (3.4)$$

где d - количество пунктов приема записи волн, S - количество пунктов приема записи от каждого источника.

Из (3.1) и (3.4) определим плотность записи $\zeta_{\text{зап}}$ и плотность источников $\zeta_{\text{ист}}$, необходимых для создания корректной системы наблюдений

$$\zeta_{\text{ист}} = 2S/3; \quad \zeta_{\text{зап}} = 2L/3d.$$

Таким образом, для полного определения структуры системы наблюдений достаточно знать размеры неоднородностей и любое из N (источников, приемников, зондирований). В работах Н.Н. Пузырева и др. (1965, 1975) рекомендуется для уточнения параметра N выполнять специальные наблюдения с минимальным числом K встречных и нагоняющих годографов в соответствии с начальным условием 3) и различной плотностью наблюдений, основываясь на имеющейся информации по строению района исследований.

Применяемые нами системы симметричных дифференциальных зондирований с многократным перекрытием наблюдений (Потапьев, 1974а; Аргентов и др., 1976) не требуют постановки предварительных параметрических наблюдений, поскольку получаемые данные позво-

ляют наряду с полями времен оперировать также и годографами $t(x)$. Все необходимые параметры волнового поля получают на каждой многоприборной установке регистраторов.

Для расчета параметров системы Ю.А. Будянским составлена разность $N - f(L)$, где $f(L) = 3x_0/L + 2$, построен на ее основе квадратичный функционал

$$\Phi(L) = \sum_{k=1}^M [N - f(L)]^2.$$

Если его минимизировать в предположении, что функция $\Phi(L)$ одноэкстремальная и различие в L_i вызвано случайными факторами, то параметры минимальной плотности наблюдений будут определены из условий:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial L} = 0 = \frac{\partial}{\partial L} \left\{ \sum_{k=1}^M [N - f(L_k)]^2 \right\}$$

Дифференцируя, получим

$$\sum_{k=1}^M f'(L_k) [N - f(L_k)] = 0, \quad (3.5)$$

где

$$f'(L_k) = -3dx_0/L^2. \quad (3.6)$$

Выражения для числа записей $N_{\text{зап}}$ при последовательном увеличении количества границ M имеют следующий вид. При $M = 1$, $d = 6$, $S = 4$, $N_{\text{зап}} = 12(3x_0/2L + 1)$, т.е. получим результат, совпадающий с выводом работы С.В. Крылова и А.Л. Рудницкого (1970).

При $M = 2$ из (3.5) и (3.6) получаем

$$\sum_{i=1}^2 \frac{N - 12[3x_0/2L_i + 1]}{L_i^2} = 0, \quad (3.7)$$

откуда

$$N_{\text{зап}} = 1 + \text{entier} \left[12 \frac{(3x_0/2L_1 + 1)L_2^2 + (3x_0/2L_2 + 1)L_1^2}{L_1^2 + L_2^2} \right] \quad (3.8)$$

Единица введена для исключения нулевой системы наблюдений.

$M = 3$.

$$N_{\text{зап}} = 1 + \text{entier} \left[12 \frac{\sum_{i=1}^3 (3x_0/2L_i + 1) \prod_{j=1}^3 L_j^2}{\sum_{i=1}^3 \prod_{j=1}^3 L_j^2} \right], \quad i \neq j. \quad (3.9)$$

в виде

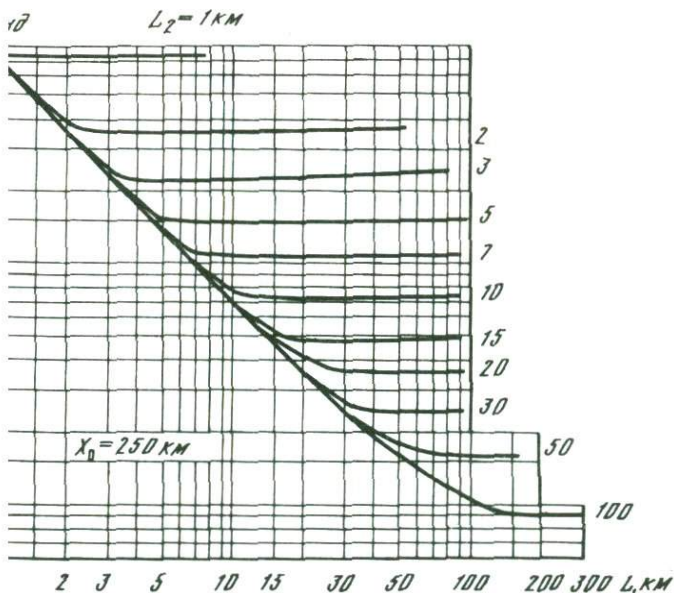
$$+entier \left[12 \frac{\sum_{i=1}^M (3x_0/2L_i + 1) \prod_{j=1}^M L_{j(i)}^2}{\sum_{i=1}^M \prod_{j=1}^M L_{j(i)}^2} \right], \quad i \neq j. \quad (3.10)$$

С помощью полученных выражений, определим экономическую стоимость одно- и двухэтапного исследования профиля. Параметры системы наблюдений на установке длиной 250 км гаемыми неоднородностями на границах: для M_1 $L_1 = 20$ км; для M_2 $L_2 = 30$ км, $\zeta_2 = 20$ км; для M_3 $L_3 = 50$ км, $\zeta_3 = 3$ км.

В уравнении выражения (3.9) запишем

$$2 \left[\frac{\left(\frac{3x_0}{2L_1} + 1\right) L_2^2 L_3^2 + \left(\frac{3x_0}{2L_2} + 1\right) L_1^2 L_3^2 + \left(\frac{3x_0}{2L_3} + 1\right) L_1^2 L_2^2}{L_2^2 L_3^2 + L_1^2 L_3^2 + L_1^2 L_2^2} \right]. \quad (3.11)$$

После расчетов, получим $N_{\text{зонд}} = 19$, $\zeta_{\text{зонд}} = 13$ км.



9. Номограмма для определения числа зондирований

Минимальное количество источников определим из условия, что каждый взрыв регистрируется всеми приборами, а полезная запись фиксируется на удалениях до 180 км от источника. Если учесть, что области прослеживания волн на границах $M_{1,2,3}$ соответственно равны 70, 80 и 130 км, получим максимальное количество пунктов приема записи, на которых фиксируется первая волна $S = 5,0$. Тогда $N_{ист} = 4,0$, $\zeta_{ист} = 77$ км.

При исследованиях профиля в два этапа вначале изучается граница M_1 , на втором этапе — отдельно глубинные границы $M_{2,3}$. В первом случае имеем $L = 20$ км, $S = 6,0$; следовательно, $N_{зонд} = 2[(3x_0/2L) + 1] = 21$, $\zeta_{зонд} = 12$ км, $N_{ист} = 4$, $\zeta_{ист} = 62,5$ км.

Во втором случае при $L = 30$ км, $S = 4$, $N_{зонд} = 14,0$, $\zeta_{зонд} = 17$ км, $N_{ист} = 3,0$, $\zeta_{ист} = 75$ км. В результате для трех границ имеем $N_{\Sigma зонд} = 38,0$, $\zeta_{\Sigma ист} = 7,0$, что вдвое превышает затраты при одноэтапном исследовании профиля. На рис. 9 представлена номограмма для расчета числа зондирований. Для пользования ею минимальная база L_1 принимается равной величине предполагаемой неоднородности, а вторая база L_2 берется из условия определения скорости с минимальной погрешностью.

Рассмотрим с точки зрения оптимизации системы дифференциальных авиасейсмических зондирований, примененные нами для изучения таких разнородных в геологическом отношении регионов, как древняя Сибирская платформа и молодая складчатая система Сихотэ-Алиня.

СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Для постановки глубинных сейсмических исследований методикой дифференциальных зондирований необходима определенная предварительная информация об изучаемом районе. На участке Жатай — Кельпехтек, где впервые в Якутии в 1968 г. проводились эти наблюдения вдоль 500-километрового профиля, в качестве такой информации использовались данные МОВ, КМПВ, магнитотеллурических зондирований, бурения, а также существующие геологические представления о тектонике южного борта Вилуйской синеклизы.

Для решения задач ГСЗ, как известно, сейсмический разрез изучается от поверхности консолидированной части земной коры на всю ее мощность, при этом детальность построений с глубиной уменьшается. Поэтому система наблюдений должна обеспечивать наибольшую детальность изучения именно кровли консолидированной коры и для ее расчета необходимо и достаточно учесть информацию о поверхности фундамента осадочного чехла.

Вилуйская синеклиза выполнена мощным комплексом мезозойских осадочных отложений, подстилаемых слабодислоцированными карбонатными породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Поверхность кристаллического фундамента представлена метаморфизованными породами архея. К особенностям геологического разреза

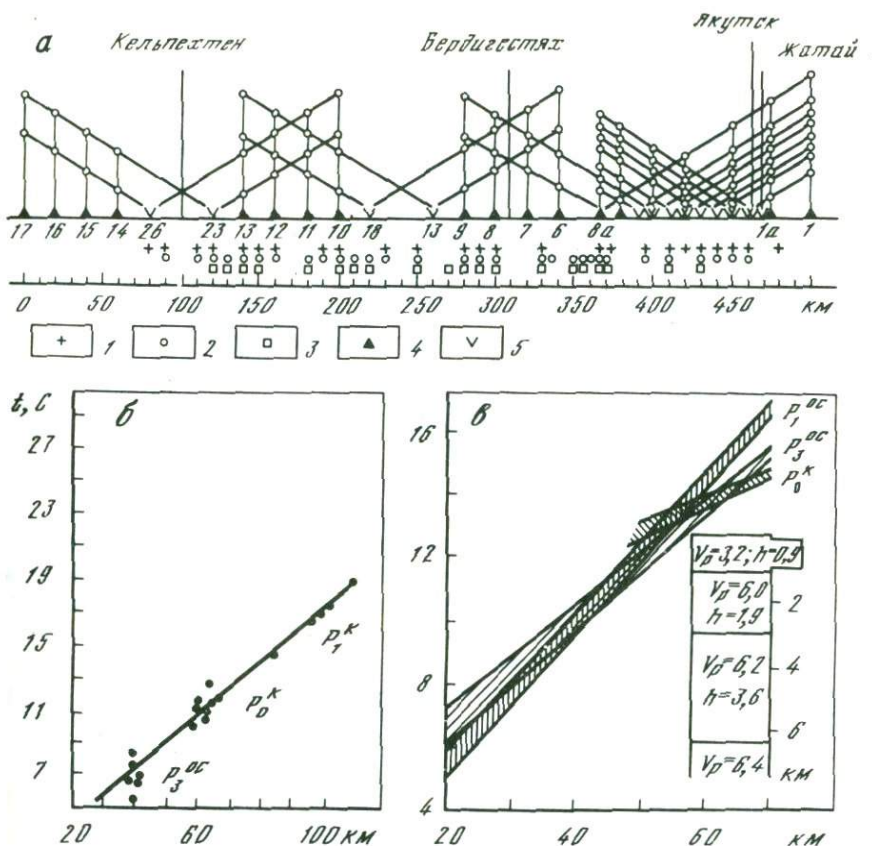


Рис. 10. Система параметрических и дифференциальных зондирований на Сибирской платформе (а), области смены волн в первых вступлениях (б) и теоретические динамические годографы (в)

Пункт определения глубин по волнам: 1 - p_3^{OC} , 2 - p_D^K , 3 - p_0^K ; и $p_{отр}^M$; 4 - пункт приема, 5 - пункт взрыва

следует отнести наличие переходного комплекса, охватывающего всю совокупность среднепротерозойских отложений и залегающего в основании осадочного чехла платформы.

Вблизи профиля ГСЗ Синской и Чакийской сейсмическими партиями ЯТГУ выполнены X и XIII профили КМПВ, данные по которым были использованы совместно с параметрическими наблюдениями в районе г. Якутска. Параметрические наблюдения выполнялись по схеме точечных встречных годографов с многократным перекрытием. Максимальная длина годографов 130 км (рис. 10, а). В результате наблюдений были выявлены три опорных преломляющих границы, приуроченные к осадочным образованиям, поверхности рифейских отложений верхнего протерозоя и кровле кристаллического фундамента. Этим границам соответствуют три группы волн,

Первая группа волн ($P_{1,2}^{OC}$), связанная с осадочным чехлом, прослеживается в первых вступлениях на расстоянии до 40 км от пункта взрыва, характеризуется кажущейся скоростью 4,0–6,0 км/с, большой интенсивностью и быстро затухает в области последующих вступлений. Вторая группа волн P_3^{OC} связана с кровлей карбонатных отложений рифея. Она выходит в первые вступления с 3 км от пункта взрыва и прослеживается до 40 км, а во вторых вступлениях видна до 60 км и более. Кажущаяся скорость ее равна 6–6,4 км/с. Во вторых вступлениях волна P_3^{OC} регистрируется часто в зоне интерференции и ее интенсивность резко падает.

В интервале 30–100 км от пункта взрыва в первых вступлениях регистрируется волна P_0^K , приуроченная к кровле кристаллического фундамента. Волна P_0^K в первых и вторых вступлениях имеет одинаковую интенсивность, практически такую же, как P_3^{OC} . Максимум кривой распределения кажущейся скорости дает значение 6,7 км/с.

Анализ годографов вдоль профилей X и XIII показал, что точки их пересечений сосредоточены в области 40, 60 и 100 км, где происходят смены волн в первых вступлениях (рис. 10, б). Теоретические динамические годографы обобщенной модели сейсмического профиля XIII, рассчитанные лучевым методом, согласуются с данными наблюдений (рис. 10, в).

Во вторых вступлениях на расстояниях 60–100 км от пункта взрыва выделяется преломленная волна P_1^K и ряд отраженных волн $P_{1,2,3}^K$, $P_{0,1отр}^M$, связанных с коровыми и мантийными границами раздела. Эти волны отчетливо прослеживаются в диапазоне расстояний 60–120 км, и подробно останаавливаться на них нет необходимости. Общее представление о волновой картине в районе исследований дает рис. 11, где на приведенных годографах сопоставлены данные наблюдений на профиле Жатай – Кельпехтен и теоретические расчеты по обобщенной модели профиля.

Изучение тектоники и литологии протерозойских и архейских отложений Сибирской платформы показали, что поверхности несогласия, с которыми связаны преломляющие границы, довольно пологие, углы наклона редко превышают несколько градусов (рис. 12). Горизонтальные размеры структур второго порядка измеряются первыми сотнями километров, а структуры третьего и более высоких порядков имеют размеры от 25 до 45 км. Таким образом, для выделения структур второго порядка, что является одной из важнейших задач региональных работ, достаточно обеспечить густоту определения глубин вдоль профиля через 10–15 км.

С учетом приведенных данных, выполнена следующая система наблюдений (Пузырев и др., 1970):

$$\bar{q} \left| S - \frac{\Delta l}{n} D \right| \left| l_1, l_2 \right| = \left| S - \frac{200}{8} D \right| \begin{matrix} 20, 120 \\ 20 \end{matrix},$$

где S – точечный источник; n – число регистраторов D ; Δl – длина

лом в 20 км. Упругие колебания от каждого источника фиксировались на удалениях 20–120 км, что позволяло регистрировать в первых и последующих вступлениях волны P_3^{CC} и P_0^K на двух-четырёх чередующихся базах, разность которых обеспечивала требуемую точность определения граничной скорости.

Область прослеживания волны, распространяющейся по кровле консолидированной коры, равна 60 км, откуда $S = 2,5$.

Выполнив расчеты по формуле (3.11), получим обоснованные параметры системы наблюдений: $N_{зонд} = 8,0$, $\zeta_{зонд} = 24$ км, $N_{ист} = 3,0$, $\zeta_{ист} = 60$ км. Следовательно, реализованная система наблюдений соответствует оптимальной.

СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ В СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Изучение глубинного строения Сихотэ-Алиня и прилегающей территории сейсмическими методами было проведено СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в 1967–1974 гг. Априорные сведения, необходимые для расчета систем наблюдений, ограничивались данными МОВ и КМПВ, выполненными в наложенных впадинах Приморья при изысканиях на уголь. При КМПВ регистрировались короткие ветви голографов, позволяющие изучать разрез осадочного чехла в пределах первого километра.

Геологические предпосылки указывали на сложное строение Сихотэ-Алиня с неоднородностями порядка 25–50 км по горизонтали, наличием тектонических нарушений различных порядков, в том числе зон глубинных разломов, и частым чередованием разновозрастных геологических формаций. Все это требовало создания детальных схем наблюдений. Однако природные условия Сихотэ-Алиня исключают постановку непрерывных наблюдений из многих пунктов взрыва, к тому же такие наблюдения весьма дороги.

На первом этапе исследований была опробована методика передвижных пунктов взрыва с наблюдениями на стационарных станциях, а для сокращения сроков и снижения стоимости работ возбуждение колебаний выполнялось путем бомбометания. Пункты взрыва авиабомб располагались через 5–7 км вдоль профиля Спасск-Дальний – р.Зеркальная. За 17 дней было сброшено 64 авиабомбы калибром 3000 и 1500 кг и выполнена намеченная программа (Потапов и др., 1972).

Однако методика обращенных голографов, имея преимущество в производительности перед обычными системами профилирования, вследствие сильного осреднения волновой картины не позволила с достаточной уверенностью определить области смены волн, проследить за их динамическими характеристиками и выявить особенности записей, связанные со сложной построенной средой.

На втором этапе исследований методикой кусочно-непрерывного профилирования изучалась одна из крупнейших структур Приморья – Ханкайский массив. Для профиля был выбран проходимый участок

возле дороги Владивосток–Лесозаводск и на протяжении 350 км были проведены наблюдения общепринятой методикой из четырех пунктов взрыва. В результате наблюдений изучена волновая картина и построен сейсмический разрез, освещающий глубинное строение массива (Аргентов и др., 1976).

Полученных по первым двум профилям ГСЗ данных оказалось вполне достаточно для проектирования системы дифференциальных зондирований. В последующие годы такие системы стали основными при изучении складчатых областей, а Сихотэ–Алинь был еще трижды пересечен на широте Бикина, Троицкого и Комсомольска–на–Амуре профилями ГСЗ, отработанными методикой авиасейсмозондирований.

Для обоснования принятой системы наблюдений рассмотрим волновую картину вдоль профиля Бикин–Великая Кема (рис. 13, а, вкладка) Вблизи пунктов взрыва прослеживаются волны P_0^{OC} , образовавшиеся внутри вулканогенно–осадочного слоя. Наиболее интенсивные в начале области прослеживания, с удалением от пункта взрыва они быстро затухают. Они наблюдаются в первых вступлениях на расстояниях до 10–50 км от источника, кажущиеся скорости их равны 5,8–5,9 км/с. Волны P_0^{K} прослеживаются с 10 км от пункта взрыва в последующих, а с 20–50 км – в первых вступлениях и на 80–100 км сменяются следующей волной P_1^{K} . Кажущаяся скорость волны P_0^{K} около 6,0 км/с, амплитуды на близких к источнику расстояниях соизмеримы с амплитудами волн P_0^{OC} .

Волна P_1^{K} регистрируется с 30 км в последующих, а с 80–100 и до 130 км – в первых вступлениях. В начале и конце интервала прослеживания волна выделяется неуверенно, в первых вступлениях она очень четкая и интенсивная.

Перечисленные группы волн имеют прямолинейные годографы и являются преломленными. Более глубокие волны относятся к отраженным и начинаются с волны $P_2^{\text{K отр}}$, которая прослеживается с 35–40 км в последующих, а со 120 км и далее – в первых вступлениях. Характер записи этой волны сильно меняется вдоль профиля от четких вступлений до едва отличимых от фона колебаний. Кажущиеся скорости с расстоянием уменьшаются от 8 км/с в начале интервала прослеживания до 6,2 км/с в конце его.

Последующие группы отраженных волн $P_{3,4}^{\text{K отр}}$ и $P_0^{\text{M отр}}$ регистрируются на всем протяжении годографов только в последующих вступлениях, начиная с 30–40 км от источника. На больших удалениях гиперболичность годографов становится незаметной, а волны $P_{3\text{отр}}^{\text{K}}$ и $P_{4\text{отр}}^{\text{K}}$ характеризуются кажущимися скоростями соответственно 6,6 и 7,1 км/с. Группа волн $P_0^{\text{M отр}}$ выделяется на сеймограммах доминирующей интенсивностью записи.

В конце полезной записи фиксируются еще одна–две группы отраженных волн $P_{1,2}^{\text{M отр}}$, связанных с верхней мантией. По амплитуде они соизмеримы с волнами $P_0^{\text{отр}}$, но более обогащены низкочастотными составляющими спектра.

Необходимо отметить группу волн в дальних последующих вступлениях с низкой кажущейся скоростью, порядок следования которых и динамические особенности во многом сходны с волнами в начале записи. Отношение времен пробега этих двух больших групп воли изменяется вдоль профиля от 1,63 до 1,8. На этом основании группа волн на больших временах отнесена к поперечным.

Анализ сейсмических разрезов вдоль профилей Зарубино-Кировский и Спасск-р.Зеркальная показал, что выделяемые поверхностные неоднородности земной коры имеют горизонтальные размеры 20-40 км, а глубинные структуры характеризуются минимальными размерами 30-50 км.

В свете изложенных данных в новом для ГСЗ районе вдоль профиля Литовко-Иннокентьевский была задана следующая система дифференциальных зондирований:

$$\bar{q} \left| S - \frac{\Delta l}{n} D \right| \begin{matrix} l_1, l_2 \\ \bar{p} \end{matrix} = \left| S - \frac{250}{18} D \right| \begin{matrix} 0,180 \\ 10-12 \end{matrix}$$

Выполнив соответствующие вычисления, получим для реализованной системы наблюдений следующие теоретические параметры: $N_{\text{зонд}} = 19$, $\zeta_{\text{зонд}} = 13$ км, $N_{\text{ист}} = 3,0$, $\zeta_{\text{ист}} = 77$ км, откуда видно, что практическая система наблюдений соответствует оптимальной.

В соответствии со схемой наблюдений пункты приема располагались равномерно по профилю через 10-15 км, пункты взрыва через 30-40 км (рис. 13, б). Длина годографов ограничивалась только количеством регистрирующей аппаратуры, а установка регистраторов обычно намного превышала эффективный радиус действия источника колебаний. На профиле Литовко-Иннокентьевский записи взрывов авиабомб весом 3000 кг регистрировались уверенно до 180-200 км. Профиль протяженностью 450 км обрабатывался двумя установками из 18 регистраторов каждая. Взрыв фиксировался всеми регистраторами установки.

Преимущество симметричной системы дифференциальных зондирований перед другими системами заключается в обеспечении многократного перекрытия наблюдений, что существенно повышает детальность съемки. Система наблюдений корреляционно увязана по взаимным точкам, что обеспечивает контроль корреляции волн. При обработке материала в одинаковой степени могут применяться поля $t(x, l)$ и $t(x)$, дополняя друг друга на участках редких наблюдений. Возможность оперировать годографами делает лишней постановку специальных параметрических наблюдений. Параметры волнового поля получаются из данных наблюдений на каждой установке регистраторов.

4.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПОЛЕВОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Особенности авиасейсмического способа наблюдений при выполнении полевых работ определяются введением принципиально новых технических элементов — авиации и бомбометания. Авиация призвана ускорить полевые наблюдения и сделать возможным их выполнение на местности любой сложности и доступности. Бомбометание позволяет упростить процесс взрывных работ за счет отказа от бурения скважин для взрывов и дает широкую возможность выбора мест установки источников возбуждения волны. При оптимальном выборе условий взрыва и заглупления заряда обеспечивается, как было показано выше, такая же эффективность сейсмического воздействия, как и от взрывов в скважинах.

Наличие новых элементов методики влечет за собой необходимость разработки соответствующих приемов выполнения наблюдений и изучения открывающихся перед методом дополнительных возможностей. К числу особенностей полевого эксперимента относится планирование авиасредств и методика полетов на профиле, определение момента взрыва авиабомб, обеспечение безопасности наблюдений.

ПРИМЕНЕНИЕ АВИАЦИИ ДЛЯ БОМБОМЕТАНИЯ И НАБЛЮДЕНИЙ НА ПРОФИЛЕ

Эффективность применения авиации в сейсмических исследованиях определяется главным образом удалением профиля от аэродромов базирования и калибром авиабомб, что выражается суммарным показателем — количеством самолето-вылетов. Рассмотрим методику приближенного расчета количества самолето-вылетов для типового самолета-бомбрадировщика (Корнеев, Антипин, 1974).

Обозначим расстояние до цели через s , тогда время, затраченное на полет до цели и обратно,

$$t = 2s/v,$$

где t — время полета, ч; s — расстояние, км; v — скорость, км/ч.

Известно, что возможное время полета самолета равно запасу топлива, отнесенному к часовому расходу его в полете, т.е.

$$t = G_T/q,$$

где G_T — запас топлива на самолете, кг; q — часовой расход топлива, кг/ч. Заметим, что величина q не одинакова на разных высотах и зависит от целого ряда обстоятельств.

Из приведенных равенств определим два интересующих нас показателя — s и G_T :

$$s = G_T v / 2q, \quad G_T = 2sq / v.$$

Зная G_T и полный полетный вес самолета G_{Π} , можно рассчитать бомбовую нагрузку $G_B = G_{\Pi} - G_T$. Необходимо также учитывать гарантийный остаток топлива $G_{T,г}$ (на взлет, посадку и заход на цель), который можно взять равным часовому расходу. Таким образом, общий расход топлива $G'_T = G_T + G_{цель} + G_{T,г}$. Исходя из необходимого калибра бомб P_B (его определяет вид сейсмической разведки), рассчитываем загрузку по формуле

$$N_B = G_B / P_B,$$

где N_B — количество бомб данного калибра.

Количество бомб указывает на возможное число обработанных целей. По s и G_T целесообразно делать несколько вариантов расчетов и свести их в таблицы, которые могут быть использованы для предварительных расчетов.

В период полета необходимо делать несколько заходов на цель для первоначального ее осмотра и опознавания, определения прицельных данных, метеорологической обстановки и т.п. На выполнение этой задачи затрачивается 20–40 мин.

В сейсмической разведке важным элементом является профиль полета, от которого в значительной степени зависит дальность полета самолета. Опыт показал, что наиболее выгодно производить бомбометание для сейсмической разведки с высоты 4000–4500 м, что связано с надежностью опознавания ориентиров и цели, благоприятными метеорологическими условиями (отсутствие болтанки, слабые ветры, хорошая видимость), оптимальной скоростью перемещения ориентиров, достижением лучшего качества бомбометания с оптическими прицелами (табл. 3).

При значительном удалении целей от аэродромов базирования полеты могут выполняться с переменным профилем. Полет к району разведки и обратно проходит на высоте 9–10 км, бомбометание — с высоты 4000 м, а в отдельных случаях — с высоты 9000–10 000 м.

Ниже приводится запас топлива для заданных удалений района разведки при полете на высоте 4000 м и скорости 600 км/ч.

| | | | | | | | | |
|------------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| s , км | 200 | 400 | 600 | 800 | 1000 | 1200 | 1400 | 1600 |
| G_T , кг | 4400 | 8800 | 13200 | 17600 | 20200 | 26400 | 30800 | 35200 |

Примечание. Расход топлива на взлет, посадку и заходы на цель не учитывается.

Таблица 3

Часовой расход топлива по высотам, кг

| Высота, м | Полный полетный вес самолета G_{II} , т | | |
|-----------|---|-----------|-----------|
| | 75,8-68,0 | 68,0-60,0 | 60,0-53,0 |
| 3000 | 8500 | 8000 | 7500 |
| 4000 | 7000 | 6500 | 6100 |
| 5000 | 6500 | 6000 | 5500 |
| 6000 | 6000 | 5500 | 5000 |
| 7000 | 5500 | 5000 | 4500 |
| 8000 | 5500 | 5000 | 4500 |
| 9000 | 5500 | 5000 | 4500 |
| 10 000 | 5000 | 4500 | 4000 |

Варианты подвески бомб при высоте 6000 м и работе в районе цели в течение 20 мин следующие:

| | | | | | | | | |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| s , км | 200 | 400 | 600 | 800 | 1000 | 1200 | 1400 | 1600 |
| G_b , кг | 6000 | 6000 | 6000 | 6000 | 6000 | 6000 | 3000 | 1000 |

При выполнении задач по сейсмической разведке в удаленных от аэродрома базирования районах резко сокращается количество подвешиваемых боеприпасов. В этом случае необходимо рекомендовать полеты с близко расположенных аэродромов, бомбы на которые могут быть доставлены транспортными самолетами. Для выполнения сейсмической разведки независимо от метеорологических условий в редконаселенных районах можно выполнять прицеливание по вспомогательным точкам (ВТП) с помощью радиолокационных прицелов. Необходимо продолжать работы по созданию наземных радиомаяков, сигналы которых видны на экранах радиолокационных прицелов самолетов. Это позволит значительно расширить, облегчить и удешевить сейсмическую разведку при помощи авиации.

Большое значение в производстве сейсмической разведки с применением авиации имеет выбор времени года. Поэтому необходимо составлять гидрографическую и метеорологическую характеристики районов работ.

Все наземные операции, связанные с перестановкой аппаратуры по площади исследований и обозначением пунктов взрыва на местности, а также руководство бомбометанием выполняются с помощью вертолетов. Обычно применяются вертолеты средней грузоподъемности третьего и второго классов с полетным весом от 2 до 10 т (Мельник, 1960). Производительность вертолетов, как и самолетов-бомбардировщиков, зависит от дальности полетов до профиля и от его протяженности. Рассмотрим с этой точки зрения транспортные возможности вертолетов.

Загрузка вертолета G_k определяется соотношением

$$G_k = G_{II} - (G_a + G_c + G_T),$$

где G_K – коммерческая загрузка, G_{II} – полный полетный вес вертолета, G_3 – вес экипажа, G_C – служебный груз, G_T – вес топлива. Величины G_{II} и G_C определяются конструктивными особенностями машины и зафиксированы в формуле вертолета. G_3 определяют из расчета 80 кг на каждого члена экипажа. Вес топлива зависит от продолжительности полета и часового расхода горючего.

Таким образом, величину коммерческой загрузки можно увеличить только за счет уменьшения запаса топлива, что в свою очередь ограничивает дальность полета. Косвенным образом на величину G_K влияет ветер, так как в зависимости от его направления будет меняться и путевая скорость (рис. 14). В табл. 4 содержатся технические данные вертолетов, позволяющие рассчитать варианты коммерческой загрузки.

Грузоподъемность вертолетов определяют также в зависимости от способа взлета и характера площадки по специальным номограммам. Номограмма построена на следующих исходных данных: абсолютная

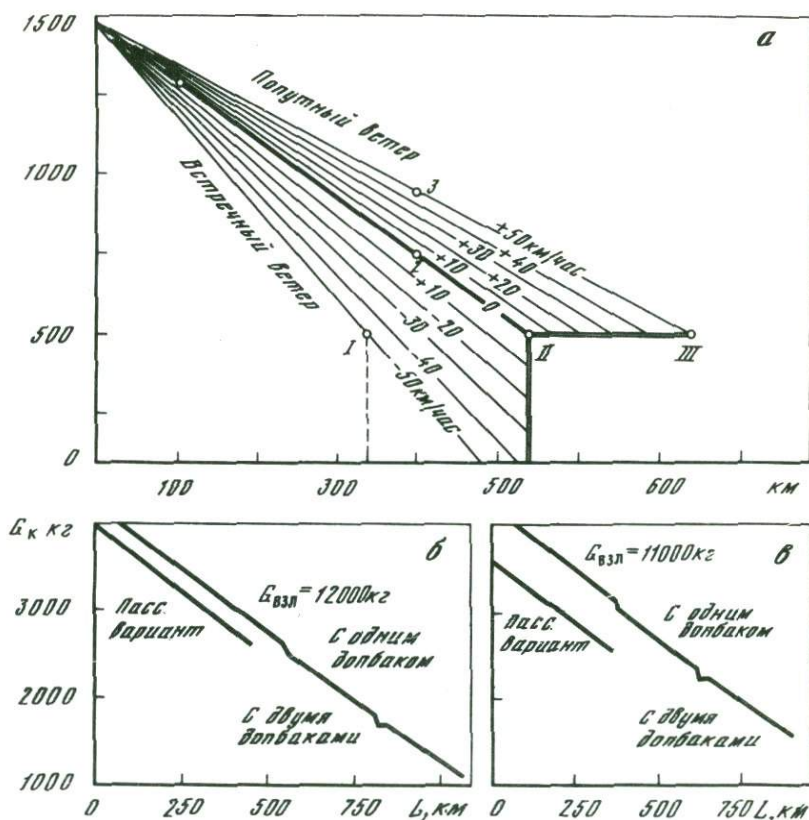


Рис. 14. Изменение загрузки вертолета МИ-4 в зависимости от дальности полета (а) и вертолета МИ-8Т разного взлетного веса при полной заправке (б, в)

Таблица 4

Эксплуатационные данные вертолетов

| Техническая характеристика | Тип вертолета | | | |
|--|---------------|-----------|-----------|--------|
| | МИ-1 | МИ-2 | МИ-4 | МИ-8Т |
| Максимальный полетный вес, кг | 2250-2400 | 3550 | 7100 | 12 000 |
| Вес конструкции, кг | 1785 | 2380 | 5050-5250 | 6100 |
| Экипаж, чел | 1 | 1 | 3 | 3 |
| Служебное снаряжение и масло, кг | 60 | 30 | 190 | 146 |
| Коммерческая загрузка при полной заправке, кг | 345 | 800 | 600 | 3000 |
| Максимальная скорость полета, км/ч | 170 | 210 | 190 | 250 |
| Динамический потолок, м | 3000 | 4000 | 6500 | 4500 |
| Максимальная дальность полета с дополнительным баком, км | 460 | 270 | 700 | 670 |
| Продолжительность полета с дополнительным баком, ч | 4 | 3,5 | 5 | 7 |
| Емкость основного бака, кг | 240 | 600 | 1000 | 2643 |
| Емкость дополнительного бака, кг | 160 | 576 | 500 | 915×2 |
| Средний часовой расход топлива, л/ч | 100 | 300 | 300 | 500 |
| Сорт топлива | Б-91 | Т-1, ТС-1 | Б-95 | ТС-1 |
| Стоимость одного часа полета, руб. | | | | |
| в Сахалинской области | 140 | 190 | 250 | 650 |
| в Хабаровском крае | 120 | 160 | 216 | 590 |

высота местности, скорость ветра, влажность и температура воздуха. Если отсутствуют приборы для определения исходных данных на месте, они запрашиваются по радио с аэродрома вылета.

Методика полетов при установке аппаратуры зависит от типов вертолетов и их количества. Рассмотрим в качестве примеров варианты с одним и двумя вертолетами (табл. 5). Пункт базирования вертолета

Таблица 5

Варианты организации авиасейсмических наблюдений на профиле длиной 300 км

| Вариант | Экономические показатели | Тип вертолета | Содержание работы | | | | Всего |
|---------|--------------------------|---------------|--|---|-----------------------------------|---|-------|
| | | | Разбивка профиля и оборудование пунктов взрыва | Доставка регистраторов на пункты наблюдения | Транспортировка бригад по профилю | Доставка оборудования и регистраторов на сборные пункты | |
| I | Часы | МИ-1 | 24 | 24 | 42 | - | 90 |
| | Дни | | 4 | 4 | 7 | | 15 |
| | Стоимость | | 140 руб × 90 = 12600 руб | | | | |
| II | Часы | МИ-2 | 12 | 18 | 18 | - | 48 |
| | Дни | | 2 | 3 | 3 | - | 8 |
| | Стоимость | | 190 руб × 48 = 9120 руб | | | | |
| III | Часы | МИ-2 | 10 | - | 14 | - | 24 |
| | | МИ-4 | - | - | - | 7 | 7 |
| | Дни | МИ-2 | 2 | - | 2 | - | 4 |
| | | МИ-4 | - | - | - | 1 | 1 |
| | Стоимость | МИ-2 | 190 руб × 24 = 4560 руб | | | | |
| | | МИ-4 | 250 руб × 7 = 1750 руб | | | | |
| | | | 6310 руб | | | | |

желательно организовать возможно ближе к середине профиля, что позволит свести к минимуму холостые полеты на заправку.

Возьмем профиль длиной 300 км. Такую протяженность имеет обычно одна установка дифференциальных зондирований с перекрывающимися в центре пунктами наблюдений.

I. Вариант с вертолетом МИ-1. Подготовка профиля начинается с установки сейсмоприемников и укладки сейсмических кос силами одной-двух бригад из двух человек каждая. Вначале развозится оборудование - сейсмоприемники и косы, одновременно одна из бригад занята их установкой. Затем последовательно устанавливаются включенные в дежурный режим регистраторы. Заканчивается подготовка к наблюдениям оборудованием пунктов взрыва, на которых укладываются полотнища и устанавливаются предупреждающие знаки. Производительность подготовки профиля с одним вертолетом МИ-1 составляет не более двух пунктов за рабочий день. На всю установку требуется 15 дней.

II. Вариант с вертолетом МИ-2. В этом случае подготовка профиля осуществляется тремя бригадами (6 человек). Первые рейсы используются для отыскания посадочных площадок и перевозки оборудования на пункты наблюдений, затем конвейерным спо-

сособ выполняется полная установка регистраторов. Конвейерный способ заключается в том, что каждая бригада последовательно перебрасывается от пункта к пункту по мере окончания работы на них. Производительность подготовки профиля с помощью вертолета МИ-2 составляет четыре установки в день. Весь профиль может быть подготовлен за 8 дней.

III. Вариант с вертолетами МИ-2 и МИ-4 (МИ-8Т). Такое сочетание позволяет резко сократить сроки подготовки профиля и затраты вертолетного времени. На вертолете МИ-4 (МИ-8Т) производится разовая доставка аппаратуры и оборудования в три-четыре пункта профиля. Дальнейшая подготовка ведется только на МИ-2. Общий срок подготовки к наблюдениям равен 5 дням. При базировании вертолета на конце профиля затраты времени увеличиваются против приведенных выше примерно в 1,5 раза.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОМЕНТА ВЗРЫВА АВИАБОМБ

Особенность регистрации момента взрыва авиабомбы в отличие от наземного взрыва сейсмического заряда состоит в том, что в радиусе минимум 3 км от цели бомбометания не должно быть людей, а сам заряд является автономным. Было разработано и испытано несколько способов определения момента взрыва авиабомб, основанных как на прямых измерениях, так и аналитических вычислениях. В одном из них используется свойство устойчивости годографа первых волн взрыва (Потапов, Чичинин, 1965). Анализ первых вступлений волн при исследованиях МОВ в районах Западной, Восточной Сибири и Приморья показал, что при удалении до 500 м значения кажущейся скорости обычно равны 1500-1600 м/с, в мерзлых грунтах - 2900 м/с (рис. 15). Согласно кривой плотности вероятности m_{t_M} ошибка определения момента взрыва по таким годографам в 75% случаев не превышает $\pm 0,005$ м. Среднеквадратическое отклонение попадания авиабомб от точки прицеливания обычно не превышает ± 50 м, что позволяет пользоваться графиком $t(x)$ для непосредственного определения момента взрыва по известному расстоянию взрыв - прием (рис. 16).

При использовании серийных сейсмостанций для обеспечения отметки момента взрыва на безопасном расстоянии от цели (1,5-2 км) на вертолете помещается осциллограф, соединенный с сейсмодатчиком, который устанавливается в центре мишени. В момент взрыва вертолет находится на земле. Если применяется аппаратура "Тайга", то рядом с пунктом взрыва (0,5 км) устанавливается регистратор. На осциллограф и регистратор по радиоканалу подаются марки времени. В первом случае это сигналы хронометра, во втором - кодированные сигналы генератора диспетчерского пункта. Недостатком описанного способа регистрации момента взрыва является трудоемкость, но он надежен и точен.

Радиотехнический способ обеспечения отметки момента взрыва заключается в том, что к стабилизатору авиабомбы крепится

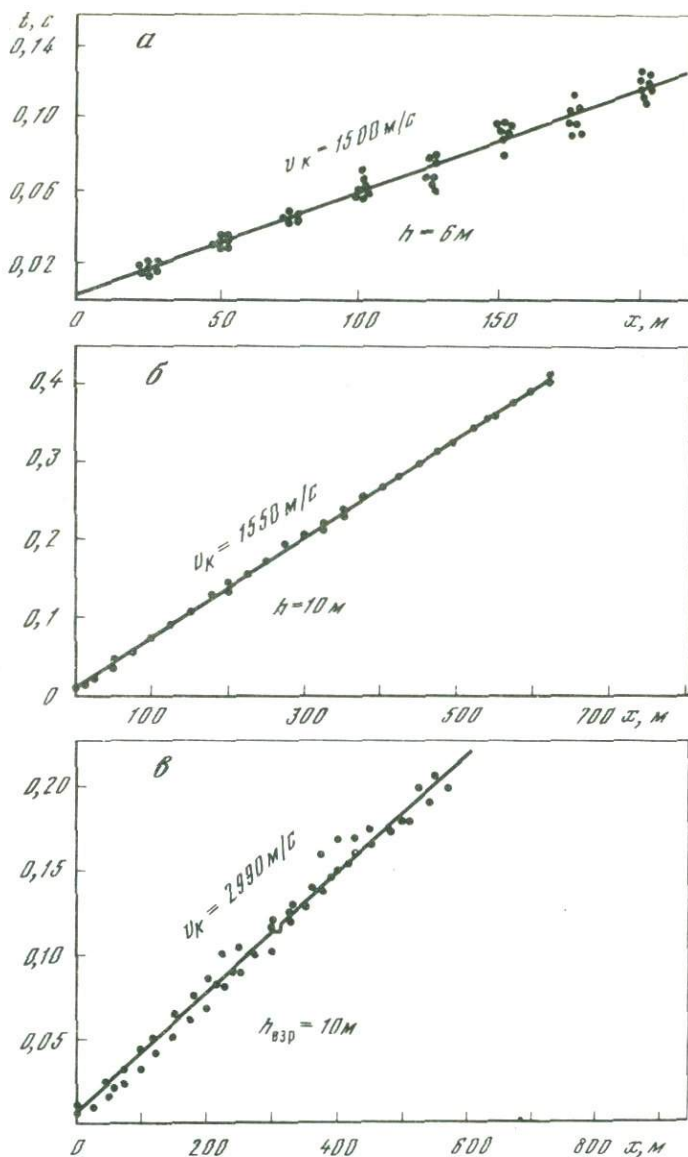


Рис. 15. Голографы первых всгуплений волн вблизи пункта взрыва на Западно-Сибирской низменности (*a*), в Приморье (*б*) и Якутии (*в*)

микрореператчик разового действия, генерирующий на траектории и прекращающий генерацию при ударе о грунт. Практически опробована такая схема приема, по которой сигналы передатчика с выхода приемника УКВ, работающего на частоте 216 МГц, подаются на шлейфовый осциллограф, где одновременно фиксируются и марки времени. В качестве передатчика применяются радиоблоки радиозондов.

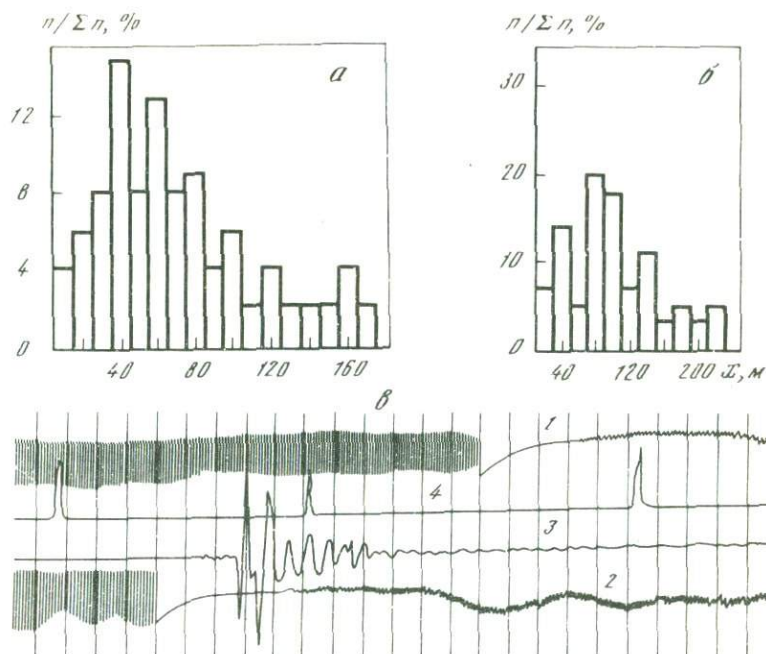


Рис. 16. Гистограммы, характеризующие точность бомбометания при авиасейсморазведке в Западной Сибири (а) и Приморье (б) и определение момента взрыва (в)

1 — эпюры включения и выключения передатчика в 100 м от приемника; 2 — трасса передатчика, установленного в авиабомбе; 3 — трасса сейсмоприемника, расположенного в центре цели; 4 — трасса марок времени хронометра

Предложена схема ретрансляции сигнала микропередатчика на землю с борта самолета, смонтированная так, что сигнал, преобразованный приемником УКВ в звуковую частоту, подается на усилитель мощности в эфир. Схема ретрансляции позволяет фиксировать отметку момента взрыва на рабочей сейсмограмме или магнитограмме, минуя этап переноса ее со специальной моментной ленты.

В описанном способе погрешность определения момента взрыва существенно зависит от разброса времени сгорания замедлительного состава взрывателя. В обычных взрывателях со временем замедления 0,1 и 0,075 с этот разброс не превышает 0,01 с, что позволяет применять их в исследованиях ГСЗ, а в некоторых случаях и при изучении поверхности фундамента.

Специально для сейсморазведки были разработаны взрыватели повышенной точности сгорания замедлительного состава с разбросом $\pm 0,005$ с. В них применено постоянное замедление 0,065 с. Это замедление при существующих скоростях падения авиабомб обеспечивает их полное заглобление в грунт и в то же время является

минимально возможным. Такие взрыватели целесообразно применять при исследовании неглубоко залегающих сейсмических границ для того, чтобы погрешность за отметку взрыва не превышала случайных погрешностей, обусловленных системой наблюдений, характером местности и изученностью района.

Момент взрыва вычисляется по импульсу сейсмоприемника $t_M = t(x)$ и по сигналу передатчика $t_M = t_{\text{выкл}} + t_{\text{зам}}$, где $t(x)$ – географ первой волны, $t_{\text{выкл}}$ – время выключения передатчика (удар о землю), $t_{\text{зам}}$ – замедление взрывателя.

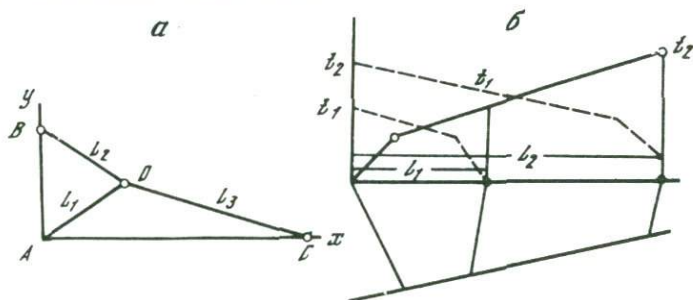


Рис. 17. Схема наблюдений прямых волн (а) и лучевая схема головных волн (б)

Аналитические способы предполагают расчет времени возникновения колебания без непосредственного замера его у пункта взрыва.

При этом используется относительное время в виде разностей прихода волн в два-три соседних пункта. Решение задачи будем искать для случаев линейных и площадных наблюдений. На практике при массовых наблюдениях иногда на отдельных зондированиях не удается получить отметку момента взрыва непосредственно по записи у пункта взрыва, а повторить наблюдение не представляется возможным. В этом случае прибегают к линейному интерполированию либо экстраполированию времени распространения волны, пользуясь осредненными параметрами среды. При этом точность определения момента взрыва установить трудно. Учитывая, что магнитограммы аппаратуры "Тайга" маркируются специальным временным кодом и относительное время распространения волн между пунктами приема известно точно, предполагается использовать эту разность времени для определения начала взрыва на отдельных зондированиях, где по техническим причинам в процессе наблюдений этого сделать не удалось. Способ является приближенным, дополнительным к инструментальным приемам и ни в коем случае не заменяет последние.

Рассмотрим монотипные прямые и головные волны, регистрируемые в ГСЗ на минимальных расстояниях от пункта взрыва, где погрешности определения времени также будут минимальными.

Возьмем случай прямой волны, распространяющейся в однородном пространстве (рис. 17, а). В точках А, В, С регистрируется волна из источника О. Из очевидных соображений следует:

$$l_1 = vt_1, \quad (4.1)$$

$$l_2 = v(t_1 + \Delta t_1),$$

$$l_3 = v(t_1 + \Delta t_2), \quad (4.2)$$

где $\Delta t_1 = t_2 - t_1$, $\Delta t_2 = t_3 - t_1$, t_1, \dots, n - время распространения волн на базах l_1, \dots, n . Образуют разности и суммы баз:

$$l_2 - l_1 = v\Delta t_1, \quad (4.3)$$

$$l_2 + l_1 = v(2t_1 + \Delta t_1) \quad (4.4)$$

и, разделив (4.3) на (4.4), исключим скорости, тогда

$$t_1 = \Delta t_1 \frac{l_1}{l_2 - l_1}. \quad (4.5)$$

Уравнение (4.5) определяет время прихода волн из источника О в точку А.

Для сейсмоприемников А и С аналогично запишем:

$$t_1 = \Delta t_2 \frac{l_1}{l_3 - l_1}. \quad (4.6)$$

В случае головных волн (рис. 7, б) рассмотрим приемник с двумя источниками, представляющими собой два зондирования с базами l_1 и l_2 . Пользуясь принципом взаимности, составим эквивалентную схему из одного источника и двух пунктов приема и запишем уравнения годографов

$$t_1 = t_0 + l_1/v_k, \quad l_1 = v_k(t_1 - t_0);$$

$$t_2 = t_0 + l_2/v_k, \quad l_2 = v_k(t_2 - t_0).$$

Поступая, как было показано выше, получим

$$\frac{l_2 - l_1}{l_2 + l_1} = \frac{t_2 - t_1}{t_2 + t_1 - 2t_0},$$

откуда

$$t_1 = \Delta t \frac{l_1}{l_2 - l_1} + t_0. \quad (4.7)$$

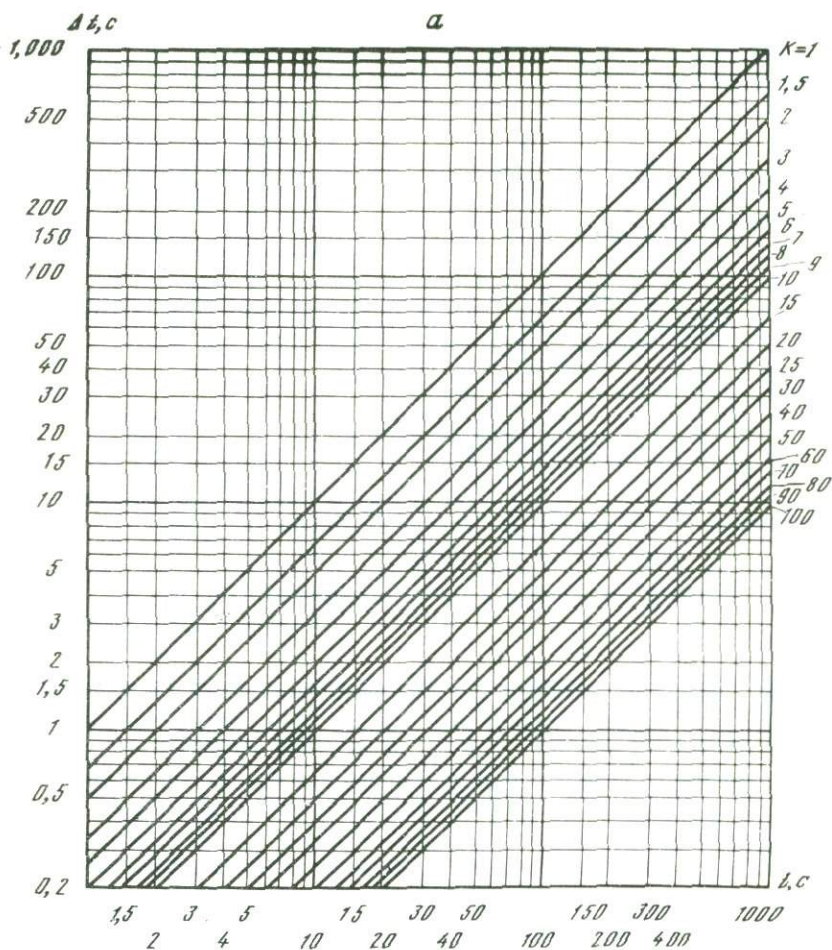
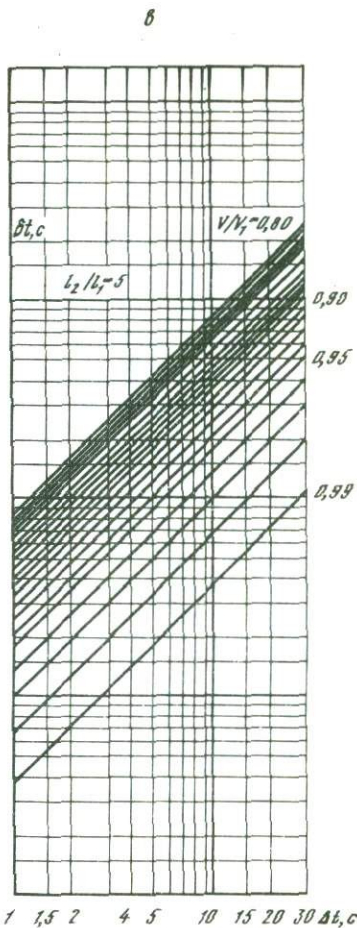
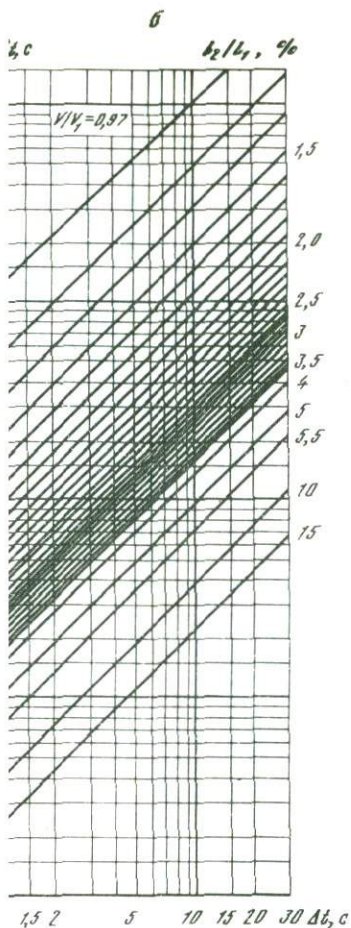


Рис. 18. Графики зависимости времени прихода волны t_1 от разности вступлений волн Δt и соотношения баз зондирования $K(a)$, погрешности определения момента взрыва δt от соотношения баз зондирований l_2/l_1 , разности времен Δt и соотношения скоростей v/v' (б), то же при $l_2/l_1 = 5$ (в), от соотношения баз зондирования l_2/l_1 , равного 2 и 5, и ошибки измерения базы l_2 (г) и при ошибочном измерении обеих баз зондирований (д)

Время t_0 можно определить по наклону годографа на участке профиля или по осредненным параметрам среды, полученным из наблюдений соседних зондирований. Формулы (4.5) и (4.7), соответствующие случаям прямой и головной волн, различаются постоянной величиной t_0 . Для анализа погрешностей определения воспользуемся формулой (4.5), как более простой. Очевидно, что все полученные



нения в равной степени будут характеризовать погрешности оловных волн.

ис. 18, а в графическом виде представлена зависимость t при $K = \text{const}$, где $K = l_1 / (l_2 - l_1)$. Эта зависимость линейна при пропорционально разности времен прихода волн и соотно баз.

неоднородной среды можно записать:

$$vt_1,$$

$$v'(t_1 + \Delta t), \quad (4.8)$$

$$l_1 = t_1(v' - v) + v'\Delta t, \quad (4.9)$$

— значение скорости для зондирования с базой l_2 .

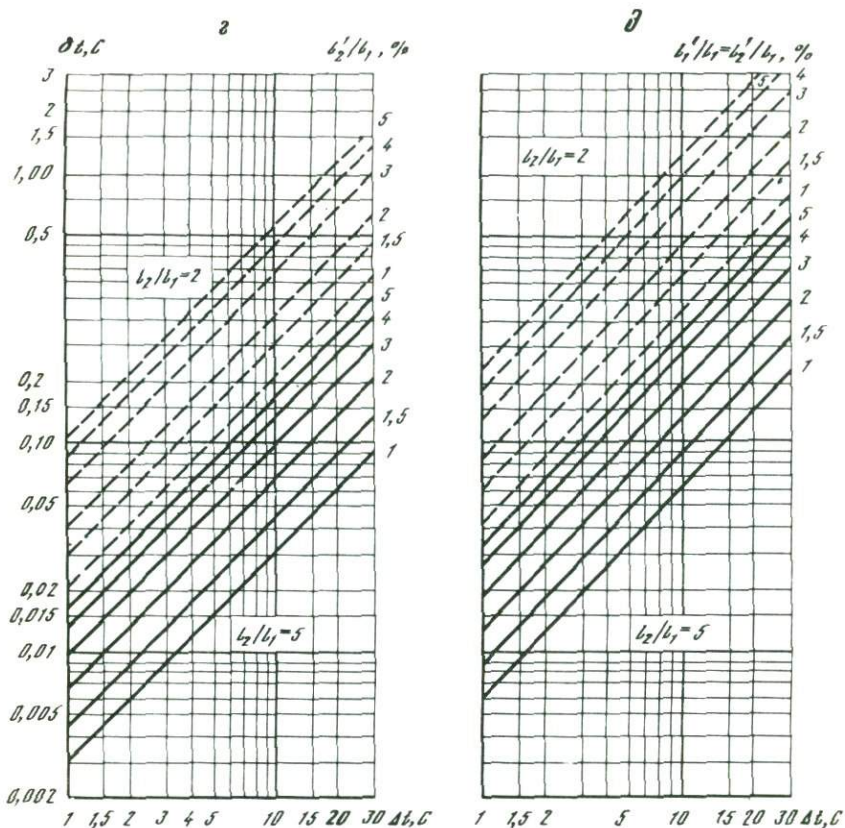


Рис. 18(окончание)

Разделив, как и в предыдущем выводе, разность баз на их сумму и произведя несложные преобразования, получим выражение для времени распространения волны t'_1 на базе l_1 :

$$t'_1 = \Delta t \frac{l_1 v'}{l_2 v - l_1 v'}, \quad (4.10)$$

или

$$t'_1 = \frac{\Delta t}{(l_2/l_1)[(v/v') - 1]}. \quad (4.11)$$

Рассмотрим погрешности в определении времени t'_1 при неучете скоростной неоднородности. Обозначим $\delta t = t'_1 - t_1$. Подставляя значения t'_1 и t_1 из уравнений (4.10) и (4.6), получим

$$\delta t = \Delta t \frac{l_1 l_2 (v' - v)}{(l_2 - l_1)(v l_2 - v' l_1)}. \quad (4.12)$$

Покажем на численных примерах, что возникающие при этом погрешности при благоприятных сейсмологических условиях удовлетворяют требованиям практики. Так, для наблюдений ГСЗ с параметрами $l_1 = 50$ км, $l_2 = 70$ км, $\Delta t = 3,2$ с, $v = 6,2$ км/с, $v' = 6,3$ км/с погрешность определения момента взрыва составит 0,047 с. Для наблюдений на море с параметрами системы $l_1 = 10$ км, $l_2 = 50$ км, $v = 1,47$ км/с, $v' = 1,48$ км/с (что соответствует перепадам глубин от 100 до 3000 м) и $\Delta t = 26$ с момент взрыва будет определен с ошибкой 0,055 с. Под благоприятными сейсмогеологическими условиями при этом следует понимать такое сочетание параметров разреза и системы наблюдений, которое приводит к наименьшим погрешностям при расчетах отметки момента взрыва.

Для определения таких условий преобразуем формулу (12.4), разделив и умножив правую часть уравнения на l_1^2 ,

$$\delta t_{(t)} = \Delta t - \frac{(l_2/l_1)[1 - (v/v')] }{[(l_2/l_1)(v/v') - 1][(l_2/l_1) - 1]} . \quad (4.13)$$

На рис. 18, б изображен график зависимости погрешности δt от соотношения баз зондирований l_2/l_1 и величины скоростной неоднородности v/v' . Как видно из этого рисунка, погрешность в определении момента взрыва пропорциональна разности времени распространения волн на зондированиях Δt и ошибке в определении скорости и обратно пропорциональна соотношению баз. Так, при ошибке измерения скорости 3% и соотношении баз, равном 5, погрешность δt составит 0,01–0,2 с. При соотношении баз, равном 10, погрешность уменьшается до 0,004–0,1 с. На рис. 18, в показано влияние на погрешность ошибочного измерения скорости для частного случая $l_2/l_1 = 5$ и ошибки в определении скорости до 5%. При значениях разности времен прихода волн $\Delta t = 5 \div 8$ с момент взрыва определяется с точностью не менее 0,15 с.

Точность определения момента взрыва зависит еще и от погрешностей измерения баз. Проанализируем эти погрешности. С ошибками может быть измерена либо одна, либо обе базы. Предположим, одна из баз (l_1) определена достаточно точно инструментально или при помощи топографической основы крупного масштаба, а база l_2 – с погрешностью, обозначим ее l_2' . Тогда выражение (4.6) запишется следующим образом:

$$\delta t_{(l_2)} = \Delta t \frac{l_1}{l_2' - l_1} . \quad (4.14)$$

Образовав разность уравнений (4.14) и (4.6), разделив и умножив правую часть полученного выражения на l_1^2 , имеем для погрешности $\delta t_{(l_2)}$

$$\delta t_{(l_2)} = \Delta t \frac{(l_2/l_1) - (l_2'/l_1)}{[(l_2'/l_1) - 1][(l_2/l_1) - 1]} . \quad (4.15)$$

На рис. 18,г приведены зависимости указанной погрешности от изменения соотношения баз зондирований и ошибки в измерении линий l_2 . Расчеты проделаны для отношений баз, равных 2 и 5. Как видно из этого рисунка, при увеличении разности баз погрешность $\delta t(l_2)$ уменьшается и для второго из выбранных случаев практически не превышает 0,1 с при измерении базы с точностью до 3-5%.

При ошибочном измерении обеих баз зондирований имеем

$$t_1''' = \Delta t \frac{l_1'}{l_2' - l_1'}; \quad (4.16)$$

тогда

$$\delta t_{l_1, l_2} = t_1''' - t_1.$$

Выполнив аналогичные преобразования, разделив и умножив правую часть выведенного уравнения на $l_1 l_2'$, получим

$$\delta t_{l_1, l_2} = \Delta t \frac{l_1'/l_1 - l_2'/l_2}{(l_2' - l_1')(1/l_1 - 1/l_2)}. \quad (4.17)$$

На рис. 18,д графически изображены два случая указанных зависимостей. При этом ошибки измерений линий равны по величине и противоположны по знаку. Из этого рисунка следует, что при ошибках измерения баз до 3% погрешности определения момента взрыва не превысят допустимых для практики величин.

Таблица 6

Результаты определения момента взрыва на профиле Литовко-Инокентьевский

| Зондирования | Время вступления волны, с | | Разность баз, км | $\delta t_1, \text{с}$ |
|--------------|---------------------------|--------------|------------------|------------------------|
| | наблюденное | рассчитанное | | |
| 5/8-7/8 | 3,60 | 3,34 | 4,6 | -0,06 |
| 1/4-3/4 | 4,60 | 4,66 | 9,4 | +0,06 |
| 10/6-9/6 | 9,15 | 9,10 | 2,6 | -0,05 |
| 9/1-10/13 | 7,66 | 7,48 | 24,0 | +0,18 |
| 10/7-9/7 | 6,00 | 5,89 | 23,6 | -0,11 |
| 7/10-9/10 | 4,70 | 4,68 | 1,2 | -0,02 |
| 5/8-5/9 | 9,90 | 9,81 | 12,8 | -0,09 |
| 22/24-22/25 | 4,90 | 4,90 | 15,6 | 0,00 |
| 15/13-13/16 | 5,30 | 5,20 | 5,7 | -0,10 |
| 13/16-17/13 | 6,10 | 6,15 | 18,3 | +0,05 |

$m_{\delta t_{\Sigma}} = \pm 0,062$

В табл. 6 сопоставлены измеренные и рассчитанные значения моментов взрывов авиабомб на профиле Литовко-Иннокентьевский, подтверждающие приведенные выше оценки точности способа.

В заключение отметим, что предложенный способ определения от-метки момента взрыва по разности прихода волн к сейсмоприемни-кам может быть использован при авиасейсмических исследованиях на море, когда один пункт взрыва (одна база) закреплен, а осталь-ные подвижны.

Задача определения момента взрыва авиабомб может быть решена путем определения времени распространения волн по разности их при-хода к любым сейсмоприемникам, произвольно расположенным по площади (Брезе и др., 1974).

Рассмотрим задачу для двух частных случаев, когда три сейсмо-приемника расположены в углах полигона и когда только два (рис.19).

I случай. Три сейсмоприемника расположены в углах полигона.

Для данного случая можно записать:

$$x^2 + y^2 = [v(T + \Delta t_1)]^2, \quad (4.18)$$

$$x^2 + (b - y)^2 = [v(T + \Delta t_2)]^2, \quad (4.19)$$

$$(a - x)^2 + y^2 = [v(T + \Delta t_3)]^2, \quad (4.20)$$

где T - время распространения упругих колебаний от источника до ближайшего приемника, Δt_i ($i = 1, 2, 3$) - разность времен прохожде-ния сейсмических колебаний от источника до i -го и ближайшего к пункту взрыва приемников. Если i -й приемник ближайший, то $\Delta t_i = 0$ при $v = \text{const}$.

Вычитая (4.18) из (4.19) и (4.20), исключая скорость, полу-чим следующее выражение для времени:

$$T = \frac{a(a-2x)(\Delta t_1^2 - \Delta t_2^2) - b(b-2y)(\Delta t_1^2 - \Delta t_3^2)}{2b(b-2y)(\Delta t_1 - \Delta t_3) - 2a(a-2x)(\Delta t_1 - \Delta t_2)}. \quad (4.21)$$

Для осей полигона выражение (4.21) приводит к неопределен-ности, раскрывая которую получим

$$x = a/2, \quad T = (\Delta t_2^2 - \Delta t_1^2) \left[\frac{\Delta t_1}{\Delta t_1 - \Delta t_2} + \alpha + \sqrt{\alpha(1+\alpha)} \right], \quad (4.22)$$

$$y = b/2, \quad T = (\Delta t_3^2 - \Delta t_1^2) \left[\frac{\Delta t_1}{\Delta t_1 - \Delta t_3} + \beta + \sqrt{\beta(1+\beta)} \right], \quad (4.23)$$

где

$$\alpha = \frac{a^2 + 4y^2}{4b(b-2y)}, \quad \beta = \frac{b^2 + 4x^2}{4a(a-2x)}.$$

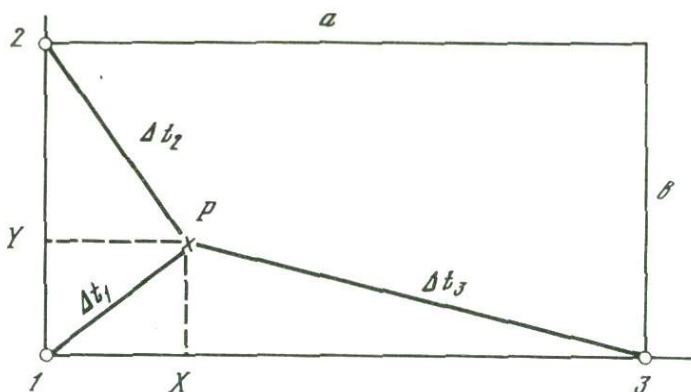


Рис. 19. Схема наблюдений на полигоне
 a, b – размеры полигона; P – пункт взрыва; x, y – координаты пункта взрыва; $1, 2, 3$ – сейсмоприемники

II случай. Два сейсмоприемника расположены в углах полигона. Для сейсмоприемников 1 и 3 имеем:

$$T = \frac{a}{2v^2} \frac{2x - a}{\Delta t_1 - \Delta t_3} + \frac{\Delta t_1 + \Delta t_3}{2}. \quad (4.24)$$

Для сейсмоприемников 1 и 2:

$$T = \frac{b}{2v} \frac{2y - b}{\Delta t_1 - \Delta t_2} + \frac{\Delta t_1 + \Delta t_2}{2}. \quad (4.25)$$

Как видно из выражений (4.24) и (4.25), при двух сейсмоприемниках необходимо знание скорости распространения волны, а при расположении приемников на осях полигона задача не имеет однозначного решения. Для продольной оси полигона $y = b/2$, $\Delta t_1 = \Delta t_2 = 0$, тогда из (4.25) имеем неопределенность $0/0$, которую в отличие от (4.21) раскрыть невозможно. Для поперечной оси полигона $x = a/2$ и $\Delta t_1 = \Delta t_3 = 0$, тогда из (4.24) тоже имеем неопределенность $0/0$.

Оценим точность определения момента взрыва в зависимости от погрешностей измерения скоростей и расстояний между сейсмоприемниками и источником.

Обозначим расстояние от места взрыва до одного сейсмоприемника через R , а до другого – $R + \Delta R$. Истинную скорость распространения колебаний от точки взрыва до первого сейсмоприемника обозначим v , а до второго – $v + \Delta v$. Истинное время прихода волны к первому сейсмоприемнику $T_1 = R/v$, а ко второму $T_2 = (R + \Delta R)/(v + \Delta v)$. Тогда, располагая разностью времен распространения волны от пункта взрыва до каждого из приемников и зная разность расстоя-

ний (баз), можно определить эффективную скорость:

$$v_e = \frac{(R + \Delta R) - R}{T_2 - T_1} = \frac{\Delta R}{(R + \Delta R)/(v + \Delta v) - (R/v)}. \quad (4.26)$$

Теперь можно определить эффективное время распространения волны до любого из этих приемников. Зная истинное и эффективное время распространения волны до первого сейсмоприемника, можно определить абсолютную ошибку измерения времени:

$$\Delta T = T_1 - T_e = \frac{R}{v_e} = \frac{R}{v} \frac{R + \Delta R}{\Delta R} \frac{\Delta v}{v + \Delta v}. \quad (4.27)$$

Относительную ошибку измерения времени, или, что то же самое, ошибку определения момента взрыва, получим из выражения

$$\delta T = \frac{\Delta T}{T_1} = \frac{T_1 - T_e}{T_1} = \frac{R + \Delta R}{\Delta R} \frac{\Delta v}{v + \Delta v}.$$

Если обозначить относительное приращение расстояния от пункта взрыва до каждого из приемников через $\delta R = \Delta R/R$, а относительное приращение скорости в направлении каждого сейсмоприемника через $\delta v = \Delta v/v$, можно переписать:

$$\delta T = \frac{1 + \delta R}{\delta R} \frac{\delta v}{1 + \delta v} = \left(1 + \frac{1}{\delta R}\right) \frac{\delta v}{1 + \delta v} = \frac{1 + 1/\delta R}{1 + 1/\delta v}. \quad (4.28)$$

Как видно из рис. 20, погрешность в определении момента взрыва δT возрастает пропорционально ошибке измерения скорости и уменьшается с ростом относительного приращения расстояния.

На рис. 20, б показано, что на краях полигона ошибка измерения времени минимальная, так как там значение δR велико, по мере приближения к центру δR уменьшается, а δT растет. В центре полигона $\delta R = 0$, и измерить момент взрыва в принципе невозможно, поскольку $\Delta t_1 = \Delta t_2 = \Delta t_3 = 0$, а $\delta T \rightarrow \infty$. Из рис. 20 также видно, что для обеспечения практически приемлемой точности определения момента взрыва в 1-2% необходимо знать скорость с точностью не ниже 1-1,5%.

Для оценки возможной точности определения момента взрыва в реальных условиях съемки был проведен расчет по формулам (4.21) и (4.24) с использованием карты граничных скоростей по поверхности складчатого фундамента (рис. 21). Карта граничных скоростей построена нами по результатам сейсморазведки КМПВ в одном из районов Северного Приморья. На карте выбраны три участка (I, II, III) с различными по сложности скоростными характеристиками и построены графики распределения ошибок измерения момента взрыва при использовании трех (рис. 22, а) и двух (рис. 22, б) сейсмоприемников. Для этого участки разбивались на 100 равных

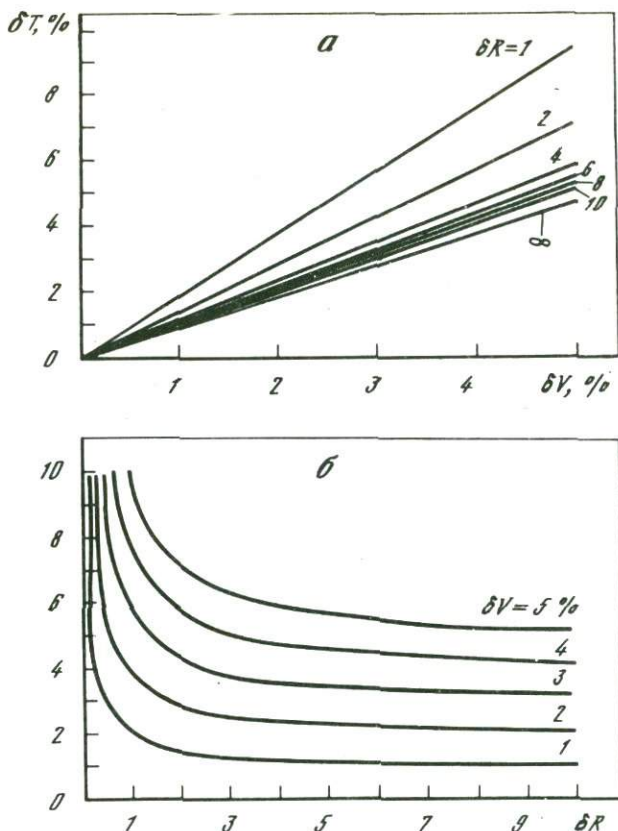


Рис. 20. Зависимость погрешности измерения момента взрыва δT от ошибки определения скорости δv и относительного расстояния δR
 а - $\delta R = \text{const}$; б - $\delta V = \text{const}$

прямоугольников по сетке $1000 (x) \times 500 (y)$ м и в каждом узле разбиения определялось значение δT . Затем для заданного расстояния $x(y)$ выбиралась максимальная ошибка в направлении $y(x)$ и строился соответствующий график. Поясним построение графиков. Для $x = \text{const}$ (например, $x = 0$ км) определяется δT в 11 точках ординаты $y = 0, 0,5, 1, 1,5, \dots, 5$ км и из полученных значений выбирается δT_{max} . То же делается для $x = 1, 2, 3, \dots, 10$ км и по полученной выборке δT_{max} строится график $\delta T = f(x)$. Таким образом, для различных абсцисс значения δT_{max} получаются при различных ординатах. Аналогично действуем в направлении оси y .

Как видно из рис. 22, значительного повышения точности при увеличении числа сейсмоприемников не происходит.

Максимальные погрешности приурочены к зонам смены скоростей и после их пересечения вновь уменьшаются. Отдать при этом предпочтение какому-то определенному пределу расстояний между

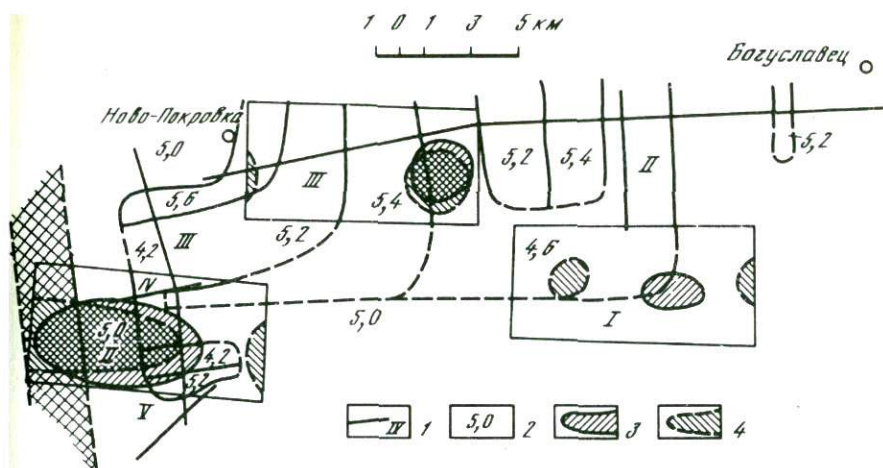


Рис. 21. Карта граничных скоростей

1 - профиль и его номер; 2 - значение граничной скорости, км; 3, 4 - определения δT с погрешностью более 1%: 3 - по двум сейсмоприемникам, 4 - по трем сейсмоприемникам

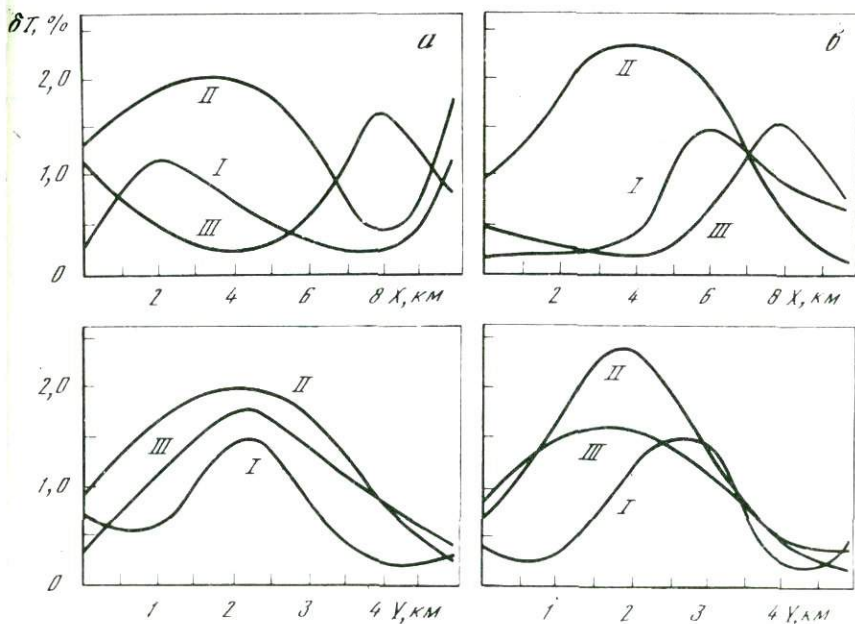


Рис. 22. Распределение ошибок δT по полигону при установке трех (а) и двух (б) сейсмоприемников на участках I, II, III (см. рис. 21)

источником и приемником не представляется возможным, так как максимальные погрешности наблюдаются на всех базах измерений. Установленным фактом следует считать преобладающую по всему району исследований погрешность определения момента взрыва в пределах 1% и менее. Этот вывод подтверждается результатами расчетов, приведенными на рис. 21, где показаны области, в которых ошибка определения момента взрыва превышает 1%. На большей части площади погрешности во времени составляют менее 1%.

БЕЗОПАСНОСТЬ НАБЛЮДЕНИЙ

Безопасность взрывных работ с применением бомбометания определяется точностью бомбометания, выбором места расположения целей, достаточным заглублением авиабомб в грунт, мероприятиями по подготовке персонала к производству работ и по оповещению населения.

Бомбометание должно быть достаточно прицельным, чтобы обеспечивались точность наблюдений, возможность повторных взрывов на одном и том же пункте, использование благоприятных участков местности для заглубления авиабомб. В сейсмической разведке прицеливание и бомбометание производятся по "кресту", выложенному из полотнищ определенного размера. Рассеивание бомб принимается за круговое. Вероятность попадания в круг радиуса r будет определяться по формуле для эллипса рассеивания $P_r = 1 - e^{-\rho^2 t^2}$ или,

если используется таблица функции $\phi(t) = e^{-\rho^2 t^2}$, по формуле $P_r = 1 - \phi(t)$, где $t = r/E$ — величина, показывающая, во сколько раз радиус круга r больше вероятного отклонения E .

В практике ГСЗ отклонение до 500 м от точки прицеливания обычно не влияет на выполнение задачи. Определим вероятность попадания в цель с отклонением не более 500 м от "креста" с высоты 4000 м, E для этой высоты равно 100 м, тогда $t = 500/100 = 5$; $P_r = 1 - \phi(5)$. Найдя значение функции P по таблицам Лапласа и разрешив формулу, получим $P = 0,999$, что является исключительно высокой величиной, поскольку вероятность выполнения задачи практически равна 100%.

При региональных сейсмических исследованиях случайные погрешности в измерениях времени прихода волн составляют $\pm 0,01$ с. Скорость глубинных волн, регистрируемых при таких исследованиях, равна 5–7 км/с. Следовательно, отклонения авиабомб от цели на 50–70 м не учитываются. При больших отклонениях следует замерять расстояние от цели до воронки взрыва и вносить соответствующую поправку.

Рассмотрим зависимость точности бомбометания от высоты сброса авиабомб. Вероятное отклонение авиабомбы от точки прицеливания рассчитывается по формуле $10H + 0,1v$, где H — высота сброса в км, v — скорость самолета в км/с. Хорошо подготовленные

экипажи в условиях полигонов обеспечивают точность не ниже двух вероятных отклонений. Следовательно, при сейсмических исследованиях можно ориентироваться на следующий разброс авиабомб:

| Высота сброса, км | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 7 | 10 |
|-----------------------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|
| Отклонение от цели, м | 60-120 | 70-140 | 80-160 | 90-180 | 100-200 | 120-240 | 150-300 |

Результаты бомбометаний по сейсмическим целям, приведенные на рис. 16, согласуются с предъявленными требованиями.

Цели для бомбометания располагаются на открытых местах с таким расчетом, чтобы они просматривались с самолета не менее чем за 10 км, а грунт обеспечивал максимальное заглубление заряда. В Западной Сибири такими благоприятными участками являются болота, в Якутии — озера, аласы, в горных районах — долины, пади, заполненные рыхлыми наносами. Хорошие условия для проникания авиабомб часто встречаются в поймах рек.

Опыт работы показывает, что при взрывах авиабомб образуются воронки неполного выброса либо воронки рыхления. При этом осколки корпуса за пределы воронки не разлетаются, ударная волна не образуется. Исключением являются взрывы в мерзлых грунтах, при которых возникают воронки чистого выброса, сопровождающиеся разлетом осколков корпуса авиабомб и мощной звуковой волной. Для получения воронки рыхления или взрыва типа камуфлета необходимо, чтобы выполнялось условие (Давыдов, 1946)

$$1,2 h \geq R_{\text{раз}} \geq 0,83 h.$$

$R_{\text{раз}}$ — радиус сферы разрушения — определяется уравнением $R_{\text{раз}} = m K_{\text{раз}} \sqrt[3]{C}$, где $m = 0,8$ — коэффициент учета забивки; C — вес ВВ, кг; $K_{\text{раз}}$ — коэффициент, характеризующий среду:

$$K_{\text{раз}} = \left(\frac{0,36}{P_r} \right)^{1/3} \sqrt[3]{\frac{UE^5}{\gamma}},$$

где P_r — давление на расстоянии r от центра заряда, кг/см²; U — удельная энергия взрыва, кгм/кг; γ — объемный вес ВВ, кг/м³; E — модуль Юнга.

Таким образом, радиус сферы разрушения определяется характеристиками среды (P_r , γ , E), свойствами ВВ (U) и весом заряда. Значения $K_{\text{раз}}$ для типичных грунтов приведены в работе С.В. Потапова (1973).

Мероприятия по подготовке персонала сводятся к следующему. После определения задач исследования и объема наблюдений разрабатывается инструкция по проведению полевых работ. В инструкции оговариваются цель исследования, сроки выполнения наблюдений, силы и средства, привлекаемые с обеих сторон, порядок подачи

заявок на вылеты и особо подчеркивается роль связи между наземным отрядом и базой авиации (Потапьев, 1974б). Бомбометание производится одиночно с заходом на каждую цель, обозначенную полотнищами и дымом условленного цвета.

Население в районе исследований оповещается через областные и местные органы власти о проводимых работах, их сроках и расположении опасных зон. Местность перед сбросом авиабомбы осматривается с вертолета. Вертолет в момент сброса авиабомбы в зависимости от расположенной на его борту аппаратуры может находиться либо на земле, либо в воздухе, но не ближе 3 км по нормали к трассе полета самолета. Указанные меры безопасности позволили проводить авиасейсморазведку даже в сравнительно густонаселенном Приморье (Потапьев и др., 1972).

Изложенная методика полевых наблюдений и техника ее исполнения охватывают все особенности авиасейсморазведки на современной стадии ее развития. Перечисленными вопросами, однако, далеко не исчерпываются возможности способа, и в дальнейшем предстоит немало поработать над совершенствованием и развитием каждого из разобранных элементов методики.

5.

РАДИОГЕОДЕЗИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ АВИАСЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

При проведении аэрогеофизических исследований требуется, чтобы пункты наблюдений были привязаны к соответствующим ориентирам на местности, определены их координаты и высота над уровнем моря. Остальные данные, необходимые для обработки полученных материалов (расстояние между пунктами, углы и т.д.), рассчитываются аналитически. При детальном работах на ограниченной площади для этих целей используется аэрофотосъемка маршрутов. При региональных съемках применяются радиогеодезические системы, которые одновременно используются для активного вождения летательного аппарата по маршруту наблюдений.

В радиогеодезических системах используется зависимость между временем распространения электромагнитных колебаний и отстоянием измеряемого объекта. Импульсные системы позволяют измерять дальности до наземных станций путем определения времени прохождения сигнала от момента его излучения до возвращения после отражения. Излучающая станция находится на самолете, а отражающие – на земле, координаты их известны с высокой точностью. Кривые равных расстояний между излучающей и отражающей станциями являются окружностями, поэтому эта система называется круговой, или гиперболической.

Для измерения расстояний используется принцип активной радиолокации, когда передатчик подвижной станции излучает импульсные высокочастотные запросные сигналы, ретранслируемые базисными станциями. На подвижной станции измеряется время зондирования прямого и отраженного сигналов. Расстояние между станциями определяется по формуле

$$d = \frac{\Delta t - \Delta t_{\text{ап}}}{2} v,$$

где Δt – время запаздывания сигналов, $\Delta t_{\text{ап}}$ – аппаратная задержка сигналов, $v = 299\,732$ км/с – скорость распространения радиоволн в воздухе.

Импульсные системы обеспечивают получение разовых отсчетов и включаются в рабочий режим только во время измерения, что делает их экономичными, а сами измерения более мобильными и быст-

рыми. В результате анализа существующих радиогеодезических систем было установлено, что наиболее приемлемой при авиасейсмических исследованиях является импульсная система "Мир". В течение ряда лет различные модификации макетов этой системы испытывались в процессе авиасейсмических наблюдений, в результате были выработаны технические условия и требования к аппаратуре и методике измерений (Белецкий и др., 1974). Полученные материалы позволили создать трехканальную портативную модификацию радиогеодезической системы "Мир", удовлетворяющую требованиям авиасейсморазведки, разведки.

ИСПЫТАНИЕ ТРЕХКАНАЛЬНОЙ РАДИОГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ „МИР“

Эта система предназначена для активного точного вождения подвижного объекта по заданным маршрутам, определения расстояния между подвижной и базисной станциями, а также между пунктами наземной поверхности, для дискретной и непрерывной плановой привязки геофизических пунктов.

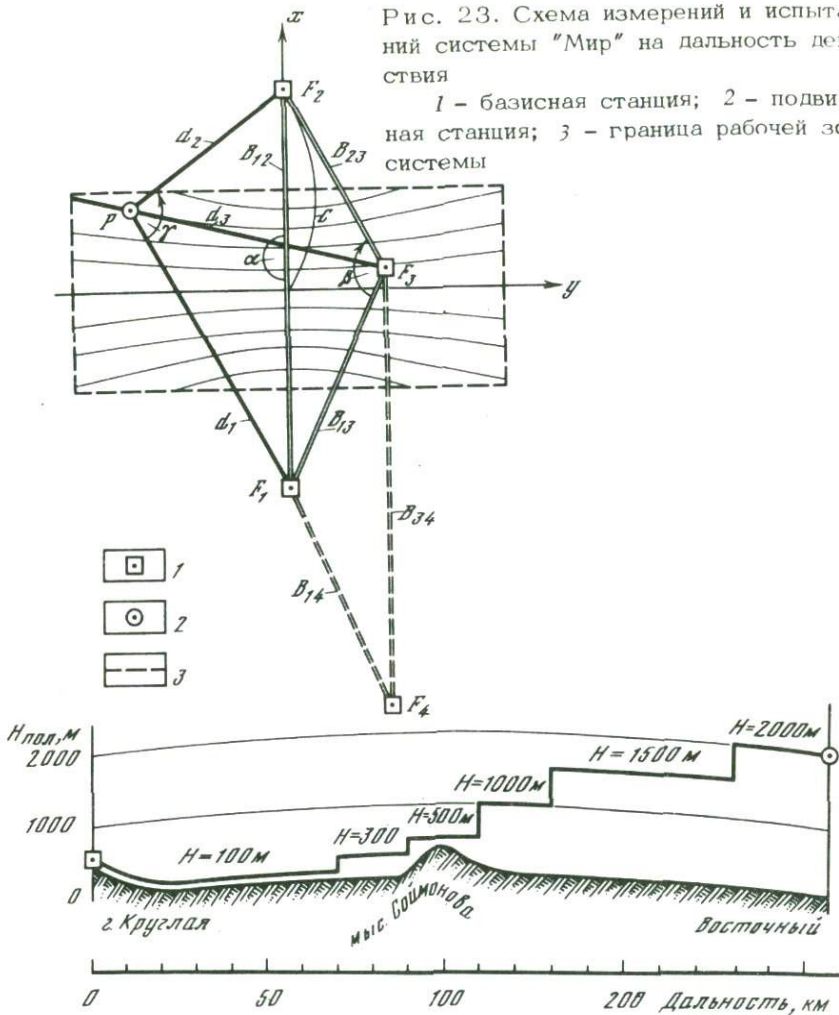
Система состоит из подвижной трехканальной станции и трех телеуправляемых автоматических станций. Дальность действия системы при размещении базисных станций на командных высотах местности и полете на высоте 1-2 км составляет около 200 км при средней квадратичной погрешности измерения ± 20 м.

Подвижная станция питается от бортовой сети, напряжение постоянного тока 27 В, потребляемая мощность передатчика не менее 200 Вт. Базисная станция питается от двух аккумуляторов напряжением 6 В, потребляемая мощность в дежурном режиме 0,5 Вт, в рабочем 2,3 Вт. Несущая частота передатчиков подвижной и базисной станций соответственно 183 и 188 МГц. Время включения базисной станции сигналом подвижной станции не более 10 мин, время выключения базисной станции после прекращения работы запросчика не менее 20 мин. Станции работают при температуре от -10 до 50°C и давлении 450-750 мм рт.ст. Вес подвижной станции 75 кг, базисных 7,5 кг.

Подвижная (бортовая) станция, или запросчик, состоит из передатчика, трехканального приемника, следящей системы и АРУ, измерителя дальности, панели цифровой индикации оператора, штурмана и пилота, преобразователя напряжения бортовой сети и антенно-фидерного устройства. Подвижная станция выполнена в виде отдельных блоков, соединенных между собой кабелями: антенны установлены на вертолете с правого и левого борта, что обеспечивает близкую к круговой диаграмму направленности станции в горизонтальной плоскости. Автоматическая базисная станция состоит из приемника и передатчика с автоматической регулировкой усиления и регулятором напряжения, устройства телевключения станции и отключения в ночное время, преобразователя напряжения и антенно-мачтового устройства с высотой антенны 12 м.

Рис. 23. Схема измерений и испытательной системы "Мир" на дальность действия

1 - базисная станция; 2 - подвижная станция; 3 - граница рабочей зоны системы



Макет радиогодезической системы "Мир" разработан в СНИИГМИС и изготовлен в СибОКБ МГ СССР. Испытания аппаратуры производились в Сахалинской и Новосибирской областях в 1974 г.

В Сахалинской области испытывался радиоканал системы. Программой испытаний предусматривалось исследование приемопередающих трактов системы в условиях полета на вертолете МИ-4, определение дальности ее действия в зависимости от высоты полета, а также снятие диаграмм направленности бортового антенно-фидерного устройства. Испытания проводились в районе Среднего Сахалина в долине р.Пороная и вдоль побережья залива Терпения в комплексе работ авиасейсмической экспедиции по профилю Углегорск-мыс Беллинсгаузена. Местность характеризуется пересеченным рельефом

с высотами до 1000 м. На рис. 23 показаны схема и результаты испытаний. При уменьшении сигнала приемного устройства до порогового вертолет поднимался на следующую высоту. В процессе испытаний дальность действия системы достигла 200 км. Дальнейший полет пришлось прекратить по метеоусловиям.

Как известно, при стандартной рефракции дальность радиогоризонта ($d_{pг,км}$) определяется выражением

$$d_{pг} = 4,12 (\sqrt{h} + \sqrt{H_{п}}),$$

где h — высота вибратора антенны базисной станции над поверхностью земли, м; $H_{п}$ — высота полета, м.

Сопоставление теоретической дальности действия системы с экспериментальной показало, что практическая дальность на заданной высоте превышает расчетную в среднем в 1,12 раза.

В Новосибирской области в районе Обского водохранилища испытывалась работоспособность системы "Мир" и дальность ее действия при установке подвижной станции на самолете АН-2. Испытания выполнялись для целей детальной аэромагниторазведки на малых высотах полета. При этом доказана хорошая работа автоматических устройств системы ("захват" сигналов и пр.) и установлена нормальная работоспособность аппаратуры: при полете на высоте 50 м — на расстоянии до 60 км от базисных станций, при высоте полета 150–200 м — до 70 км.

МЕТОДИКА РАДИОГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ¹

Положение объекта P (см. рис. 23) в импульсном методе определяется линейной засечкой, как минимум, по двум расстояниям, измеренным на подвижной станции до автоматических базисных станций F_1 и F_2 , установленных в пунктах с известными координатами. При этом угол γ между направлениями с подвижной на базисные станции должен быть не менее 30° и не более 150° . Использование третьей автоматической базисной станции позволяет увеличить площадь рабочей зоны системы, повысить точность определения места и производить работу в области, примыкающей к базису между наземными станциями, где углы засечки превышают 150° . Если измеряемая на подвижной станции разность этих расстояний $d_2 - d_1 = 2a$ остается постоянной, то движение объекта осуществляется по гиперболе, которая в системе прямоугольных координат, отнесенных к ее осям, выражается каноническим уравнением

$$\frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} = 1,$$

где a — действительная полуось, $b = \sqrt{c^2 - a^2}$ — мнимая полуось, $c = B/2$, B — расстояние (базис) между фокусами F_1 и F_2 гиперболы.

¹ Рекомендации И.И.Левина (СНИИГГИМС).

Геометрически для каждого измеренного расстояния, отнесенного на плоскость проекции Гаусса, можно провести свою линию положения — окружность с радиусом, равным этому расстоянию, и центром в точке размещения антенны автоматической базисной станции, а для каждой разности расстояний провести свою линию положения — гиперболу с фокусами в точках размещения соответствующей пары автоматических станций. Таким образом, в рабочем режиме полный комплект системы образует на местности три перекрывающихся поля стадиметрических (круговых) и три поля гиперболических (разностных) координат.

Измеряемые расстояния и одна их разность, используемая для вождения летательного аппарата, однозначно отображаются подключенным к подвижной станции навигационным цифровым индикатором, установленным на приборном щитке экипажа, и выдаются для регистрации в цифровом виде на магнитную ленту. С помощью другого цифрового табло оператор подвижной станции имеет возможность оказывать помощь экипажу в исключении ошибок вождения и контролировать качество работы системы.

В значение каждого измеренного геометрического параметра вводится постоянная поправка, обусловленная временной задержкой сигнала в электрических цепях соответствующего измерительного канала системы и получаемая из специальных определений. Для проложения съемочных маршрутов и привязки текущей (или дискретной) точки наблюдения ее место удобно определять в полевых условиях наименее трудоемким графическим способом относительно радиогеодезической координатной сетки (линии положения). С этой целью на съемочных планшетах (топографических картах), помимо сетки прямоугольных координат, заранее вычерчивают и оцифровывают три поля стадиметрических линий положения и одно поле гипербол (для проложения съемочных маршрутов) с удобными для интерполирования интервалами между линиями положения.

Положение точки на планшете определяется пересечением, как минимум, двух линий (дуг окружности, окружности и гиперболы или только гипербол) или касательных к ним, которые называются линиями положения. При этом угол γ между линиями положения должен быть не менее 30° и не более 150° . Линии положения целесообразно смещать при вычерчивании на величину постоянной поправки в целях удобства вождения и обработки полевых материалов, чтобы накладку точек на планшет осуществлять по непосредственно измеренным значениям геометрических параметров.

Наиболее ответственным моментом при проектировании работ является поиск оптимального варианта размещения автоматических базисных станций на местности. Оптимальная величина базиса между наземными станциями, образующими поле маршрутных гипербол, 40–50 км. Угол между направлениями на эти станции с третьей базисной станции не должен превышать 120° . Расстановка автоматических базисных станций проектируется так, чтобы маршрутные гиперболы возможно ближе совпадали с проектными съемочными

маршрутами при непрерывных наблюдениях. Для маршрутов используется средняя половина поля гипербол. В этом случае для отработки смежной зоны достаточно переставить только одну автоматическую базисную станцию F_2 в точку F_4 .

Постоянная поправка L определяется для каждого дальномерного и разностно-дальномерного канала системы сравнением измеренных α и контрольных (вычисленных) α_K значений геометрических параметров из выражения

$$L = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\alpha - \alpha_K),$$

где n — число измерений над контрольными (геодезическими) пунктами.

Контрольные данные приводятся поправками с помощью формул, номограмм и таблиц, имеющихся в пособиях, к условиям измерений. При контрольных измерениях разности расстояний проходят над пунктами с равномерной скоростью на известной с точностью ± 10 м высоте по маршрутной гиперболе (под магнитным азимутом ее касательной или по навигационному индикатору подвижной станции). Каждое измерение должно быть парным, состоящим из двух полуприемов — двух проходов прямым и обратным курсами, отличающимися на 180° .

При калибровке каждого радиоканала, помимо парных проходов над контрольными пунктами по касательной к линии положения, столько же парных приемов выполняется прямым и обратным курсами по нормали к касательной. При наличии систематического расхождения величин поправок, полученных из групп наблюдений, отдельных для полетов по касательным и по нормальям к ним, выполняют столько же наблюдений с отклонением курса на 45° для исследования зависимости поправки от направления полета. Общее число контрольных измерений по каждому каналу на каждом этапе калибровки должно быть не менее 16, с четным (не менее 4) числом парных наблюдений над каждым пунктом.

Пользуясь навигационным индикатором и помощью оператора подвижной станции, экипаж осуществляет выход на необходимую маршрутную гиперболу, полет по ней и переход с гиперболы на гиперболу при подлете к заданной точке или после разворота для полета по смежному маршруту. Необходимый при этом курс полета по гиперболе из начальной точки маршрута или в любой промежуточной точке штурман получает по маршрутному планшету. Полет по гиперболе состоит в поддержании ее постоянного заданного значения на навигационном индикаторе. Обучение экипажа этой операции практически не требует затраты летного времени. Для облегчения освоения методики вождения можно задать на карте два входных заметных на местности ориентира, лежащих на гиперболе. Оператор подвижной станции, наблюдая показания навигационного индикатора, помогает экипажу производить заход на заданную гиперболу, исключать случаи схода с нее и т.п.

Для контроля и оценки точности работы системы и вождения по маршрутам на регистраторе делаются реперные метки над тригонометрическими знаками и четкими ориентирами. Реперную метку ставят на ленте регистратора также над точками, подлежащими привязке с вертолета.

В результате разработки аппаратуры "Мир" создана портативная и надежная в работе радиогодезическая автоматическая система и разработаны основы методики радиогодезической привязки пунктов геофизических наблюдений при выполнении авиасейсмических наблюдений, позволяющей производить привязку пунктов в процессе сейсмических наблюдений. Последнее особенно важно в целях оперативной фиксации мест взрыва авиабомб в воде, болотах и других безориентирных условиях местности. Применение радиогодезической привязки с помощью системы "Мир" не влечет дополнительных затрат и в то же время позволяет существенно повысить точность сейсмических построений.

6.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МЕТОДИКИ АВИАСЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Усовершенствование метода авиасейсморазведки связано с развитием методики, расширением функций авиации и применением принципиально новой техники и способов регистрации упругих колебаний. Некоторые из названных направлений находятся в стадии разработки, другие требуют организационных усилий для воплощения в практику, а третьи представляют собой пока что лишь более или менее плодотворные идеи.

БОМБОМЕТАНИЕ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ЦЕЛЯМ, МАРКИРОВАННЫМ РАДИОМАЯКАМИ

По условиям безопасности при визуальном бомбометании авиабомбы тяжелых калибров с весом заряда 1,2 т необходимо сбрасывать с высоты не менее 3 км при облачности не более 2-3 баллов и высоте нижней кромки не менее высоты сброса. Такая погода в районах исследований наблюдается редко, в результате сроки полевых работ при авиасейсморазведке значительно удлиняются, а сами работы удорожаются. Исключается плановость наблюдений и повышается в несколько раз расход питания регистрирующей аппаратуры, стоящей на профиле в ждущем режиме.

С целью ликвидации указанных недостатков методики предложено маркировать сейсмические цели активными радиомаркерами, например спасательными маяками-ответчиками РМ-4, применяемыми обычно для поисков экипажей, терпящих бедствие на море. Радиомаяк РМ-4 портативен, легок (около 2,4 кг), может быть быстро приведен в действие. Конструктивно он вполне удовлетворяет полевым условиям авиасейсморазведки. Диаграмма направленности маяка в горизонтальной плоскости изометричная, в вертикальной — остронаправленная (рис. 24). Такая комбинация облегчает обнаружение маяка и ориентировку на него по азимуту.

В результате проработки схемных решений оказалось, что для реализации способа не требуется каких-либо серьезных переделок в бортовой аппаратуре, а радиомаяк может регистрироваться радиолокационной станцией самолета (РЛС), если добавить в комплект радиоприемник, настроенный на частоту ответных сигналов маяка (РПМС).

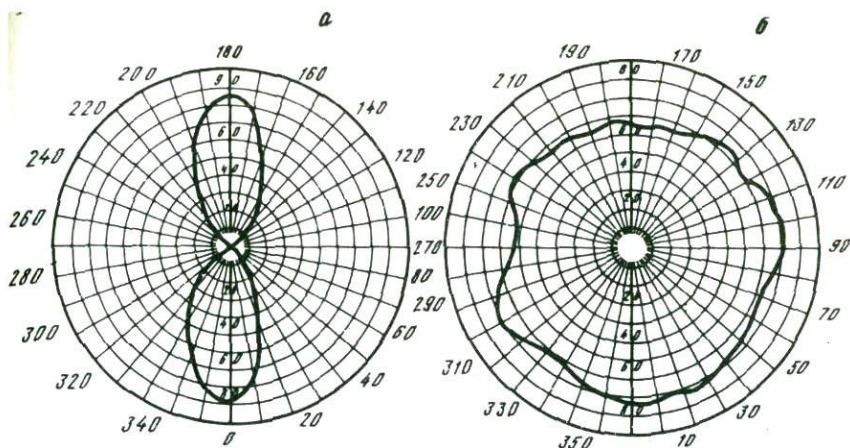


Рис. 24. Диаграмма направленности антенны радиомаяка в вертикальной (а) и горизонтальной (б) плоскостях

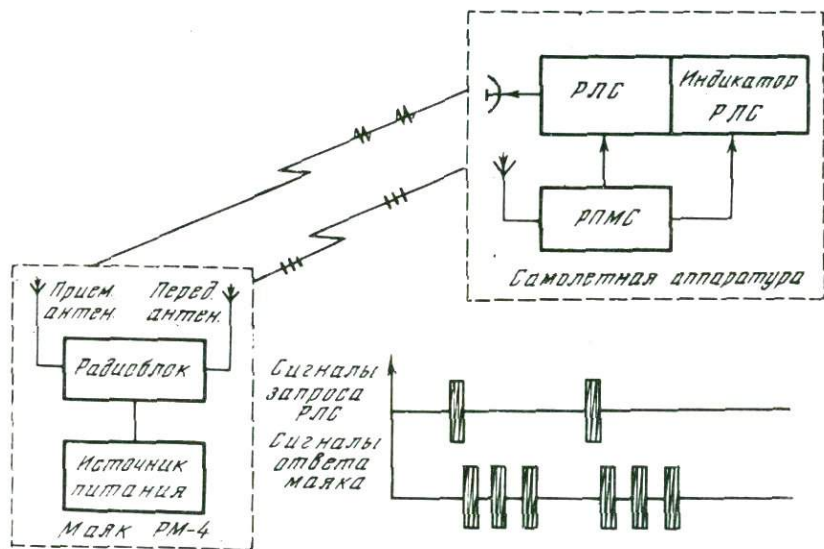


Рис. 25. Схема работы системы самолет-радиомаяк

Схема работы радиомаяка с РЛС выглядит следующим образом (рис. 25). Радиомаяк устанавливается на земле возле маркированной им цели в дежурном режиме. При подлете самолета к цели импульсами РЛС маяк запускается в рабочий режим и начинает генерировать ответные импульсы в виде трех равностоящих посылок. Ответные импульсы маяка фиксируются на индикаторе РЛС, и по ним можно выполнять бомбометание без визуальной видимости цели (рис. 26). Передающее и приемное устройство работают на двух

УКВ-частотах. Маяк имеет два режима работы – дежурный и прием-ответ. Маяк герметичен и работоспособен при температуре окружающей среды от -50 до $+50^{\circ}\text{C}$. Питание его осуществляется от блока БРЦ-93.

В 1969–1971 гг. была разработана методика бомбометания по радиомаякам и проведены стендовые и летные испытания в условиях аэродрома, полигона и на сейсмическом профиле. В результате 38 самолетов-вылетов было выполнено несколько серий облетов маяков, 15 сбросов авиабомб на двух полигонах с различными условиями

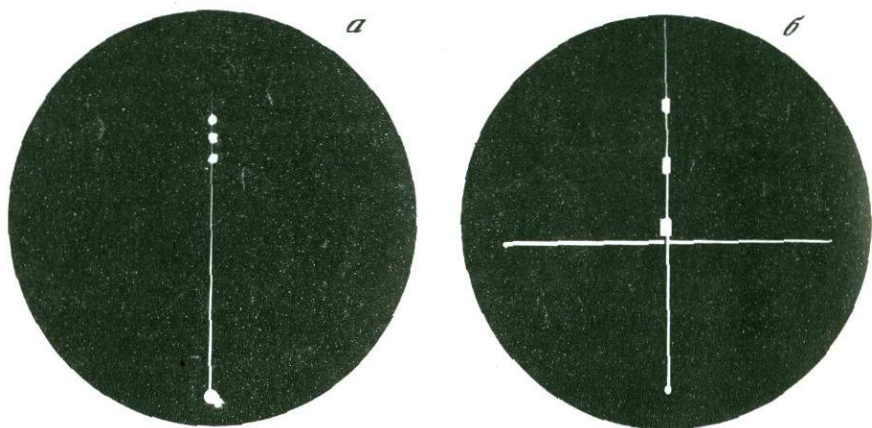


Рис. 26. Вид отметок радиомаяка на индикаторе РЛС на удалении 80 км (а) и в момент сброса авиабомбы (б)

местности и контролем по пассивной радиолокационной цели, 10 сбросов произведено без контроля.

Бомбометание на профиле производилось в горно-таежной местности Приморья в залесенном районе Сихотэ-Алиня. Особенностью испытаний являлось применение маяков с различной комбинацией отметок. Кодирование маяков позволило маркировать на одном участке одновременно несколько целей.

Расчеты показывают, что при кодировании маяков по количеству ответных импульсов при постоянном временном интервале между ними на профиле одновременно может в дежурном режиме находиться ограниченное число маркеров.

Как известно, время распространения импульсов в режиме прием-ответ может быть вычислено по формуле

$$T = 2S/C,$$

где T – период следования импульсов, мкс; C – скорость света, км/с; S – дальность до РЛС, км.

Период $T = 15$ мкс соответствует изменению дальности до самолета на 2,25 км. Легко определить, что две марки займут 2,25 км шкалы индикатора РЛС в режиме микроплана местности (МПМ), три марки — 4,5 км и т.д. Наконец, пять марок займут 9 км шкалы МПМ, чем она и будет полностью исчерпана. Следовательно, для получения разрешенных отметок маяков они должны располагаться вдоль профиля сериями по 5 штук с минимальным расстоянием между ними в 10 км.

Бомбометание на профиле выполнялось с использованием выносной точки прицеливания (ВТП). Радиомаяк выставлялся в 500 м за целью по курсу захода самолета. Такая установка ВТП позволяет существенно уменьшить зону тени маяка, которая образуется вследствие наличия минимума интенсивности излучения над маяком в вертикальной плоскости. Эксперименты с изменением направления излучения за счет угла наклона антенны маяка показали, что минимальная зона тени практически без заметного сокращения дальности обнаружения отметок маяка достигается при угле наклона к горизонту 20° по курсу самолета.

Бомбометание выполнялось двумя экипажами в течение двух дней в дневное время с высоты 2–3 км при отсутствии визуальной видимости целей. Облачность в дни работы составляла 6–7 баллов, высота нижней кромки облаков — 1,5 км. Маяк, расположенный в лесном массиве на земле, обнаруживался экипажем самолета на удалении 25 км, а расположенный также в лесу, но на вершине дерева — за 55 км. В редколесье при установке на земле маяк обнаруживался на удалении 60 км.

Бомбометание выполнялось по двум целям. В первом случае авиабомба упала в 100 м от цели с недолетом, во втором — попала в точку прицеливания. Одним из экипажей производился облет трех кодированных маяков, установленных через 10 км вдоль профиля. Экипаж обнаружил два из них и на одном успешно произвел бомбометание.

Преобладающее значение отклонений разрывов от целей, которое можно принять за критерий точности, равно 120 м (рис. 27, 28). С точки зрения теории бомбометания этот результат является хорошим. Как известно, точность бомбометания оценивается величиной вероятного отклонения (ВО). Для хорошо подготовленных экипажей 2ВО считается отличным результатом.

Из теории бомбометания следует

$$ВО = 10H + 0,1v.$$

где H — высота бомбометания, км; v — скорость самолета, км/ч.

Для средних условий испытаний при $H = 3$ км, $v = 650$ км/ч $2ВО = 190$ м. Если сравнить результаты испытаний с бомбометанием по визуальным целям при сейсмических исследованиях в Западной Сибири (см. рис. 28), то и здесь видно хорошее совпадение по точности.

Из результатов испытаний можно сделать ряд выводов. Разработанная для авиасейсморазведки методика бомбометания в сложных метеоусловиях по целям, маркированным активным маяком, обеспечивает не меньшую точность, чем визуальное прицеливание. Результаты полигонных испытаний и испытаний в сложной малоориентированной горной местности показали точность бомбометания в пределах нормативов. Ввиду высокой точности бомбометания с использованием радиомаяков требования к технике безопасности остаются теми же, что и при бомбометании по визуальным целям. Для по-

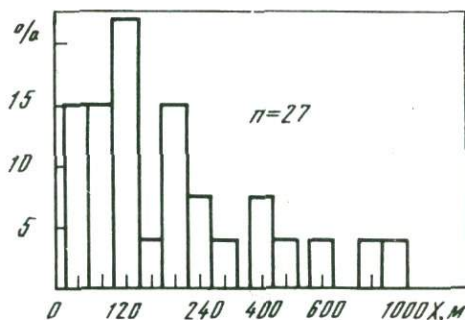


Рис. 27. Гистограмма отклонений взрывов авиабомб от цели при бомбометании по радиомаякам

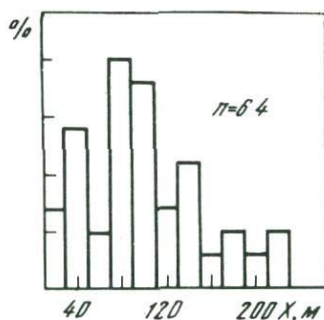


Рис. 28. Гистограмма отклонений взрывов авиабомб от цели при визуальном прицеливании

вышения производительности авиасейсморазведки, накопления данных по усовершенствованию методики бомбометания в сложных метеоусловиях и тренировки экипажей необходимо шире практиковать бомбометание по радиомаякам.

БОМБОМЕТАНИЕ С ВЕРТОЛЕТОВ

Авиасейсмический метод в процессе разработки опробован при решении региональных задач методом ГСЗ и КМПВ (Чичинин и др., 1968; Потапов, 1974а,б). Выяснилось, что для исследований КМПВ более мобильной может быть методика наблюдений, целиком ориентирующаяся на применение вертолетов. В этом случае существенно упрощается организация полевых работ за счет сосредоточения всех средств в одном месте. Это обстоятельство имеет принципиальное значение, поскольку для вертолетов установлен меньший минимум высоты полетов по сравнению с самолетами, что в свою очередь позволяет полнее использовать погодные условия.

Точность бомбометания с вертолета возрастает пропорционально уменьшению путевой скорости в момент сброса. Путевая скорость вертолета может быть сведена практически к нулю (бомбометание

с зависания), что делает возможным выполнение авиасейсморазведочной детальной работ КМПВ и, по-видимому, МОВ.

Геологическая служба страны пользуется авиацией спецприменения МГА на условиях аренды. Следовательно, необходимо иметь съемное бомбардировочное оборудование и устанавливать его по мере необходимости на любой вертолет достаточной грузоподъемности, выделенный на полевые работы. По техническим данным таким требованиям удовлетворяет МИ-8Т (см. табл. 4).

Помимо бомбардировочного вооружения на вертолете должна быть установлена система радиогеодезической привязки "Мир", с помощью которой возможно намечать на местности любую сеть наблюдений, осуществлять вождение по ней вертолета и сброс авиабомб в нужных пунктах. По мере разработки аппаратуры сбора сейсмической информации можно будет организовать на борту вертолета прием упругих колебаний (Калашников и др., 1973). Таким образом, вертолет приобретет в авиасейсморазведке многоцелевое назначение и станет в полном смысле слова летающей геофизической лабораторией.

Для ГСЗ с тяжелыми авиабомбами и большими расстояниями самолет остается наиболее рациональным видом транспорта, но и его функции могут быть значительно расширены. Рассмотрим этот вопрос подробнее на примере исследований на морских акваториях.

СХЕМА АВИАСЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА МОРЕ И В ОТКРЫТОМ ОКЕАНЕ

В настоящее время региональные сейсмические исследования на море ведутся с применением кораблей и радиобуев, удаленных до 30 км от корабля. Взрывные работы проводятся также с корабля путем сбрасывания и подрыва глубинных бомб. При регистрации колебаний корабль становится на якорь, а судно пункта взрыва движется в направлении профиля, производя взрывы через равные промежутки времени (Глубинное сейсмическое зондирование земной коры, 1971). Ограниченность скорости кораблей (10-15 узлов), необходимость их остановки, а также установка радиобуев занимают много времени, что значительно удорожает исследования. В ряде случаев, например при гидроакустических наблюдениях, когда требуется за короткий отрезок времени отработать большой участок профиля, такая методика становится малоэффективной.

Для повышения эффективности морских сейсмических исследований методами КМПВ и ГСЗ требуется увеличить скорость передвижения наблюдательных станций и пунктов взрыва вдоль профиля. Это возможно сделать с помощью авиации, модернизировав способ авиасейсморазведки на суше.

Предлагаемая методическая схема наблюдений отличается от описанной выше регистрацией колебаний при помощи телеметрических морских автономных радиобуев, снабженных аппаратурой обнаружения и наведения самолетов, которая увеличивает надежность работы всего комплекса.

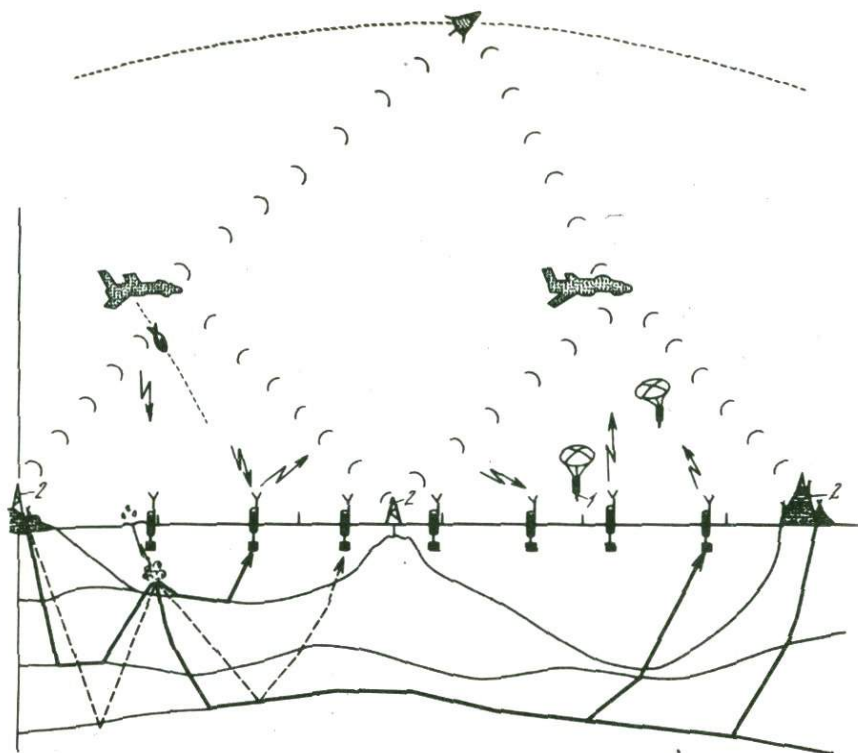


Рис. 29. Схема авиасейсмических исследований в океане и лучевая схема

1 - сейсморадиобуи; 2 - базисные станции системы "Мир"

Предложенная схема наблюдений позволяет намного повысить эффективность сейсмических и гидроакустических исследований и заключается в следующем (рис. 29). На борту самолета находятся радиолокационная станция (РЛС), с помощью которой обнаруживаются маяки-ответчики, установленные на радиобуях, приеморегистрирующий пункт (ПРП) сейсмических колебаний, УКВ-приемник отметки момента взрыва авиабомб (ОМВ) и трехканальный запросчик радиодальномерной системы "Мир" с навигационным индикатором, с помощью которого выполняется ориентировка на местности, полет по заданному маршруту, сброс бомб в запроектированные точки и привязка пунктов наблюдения.

Бортовая аппаратура находится в функциональной связи с наземной, которая управляется командами, подаваемыми с самолета. К такой аппаратуре относятся сейсморадиобуи, радиомаяки-ответчики типа РМ-4, радиогеодезические базисные автоматические станции (ответчики) и микропередатчик, устанавливаемый на авиабомбе.

Наблюдения на море и в открытом океане выполняются специально оборудованными самолетами, которые пролетают по маршруту

и через 10–20 км сбрасывают радиобуи в запроектированные пункты по сигналам радиогеодезической системы "Мир". На обратном пути в соответствии с системой наблюдений по сигналам системы "Мир" и радиомаяков, используя последние в качестве выносных точек прицеливания, сбрасываются авиабомбы. Колебания, возбуждаемые взрывами авиабомб, регистрируются сейсмической аппаратурой, установленной на радиобуях. С целью привязки пунктов наблюдений на регистраторе подвижной станции аппаратуры "Мир" осуществляется непрерывная или дискретная запись измеряемых текущих геометрических параметров (расстояний от базисных станций и их разностей), а также отметок времени пролета над радиобуями (сейсмомостанциями) и моментов сброса авиабомб.

Авиабомбы снабжены микропередатчиками для фиксации отметки момента взрыва и взрывателем замедленного действия. Время замедления устанавливается с расчетом погружения авиабомбы для взрыва на оптимальную глубину (60–80 м). Отметка момента взрыва производится по времени прекращения работы микропередатчика при ударе его о воду. Момент взрыва авиабомбы возможно определить также по записям гидроакустических волн ближайшего к месту взрыва радиобуя. Авиарадиобуи могут подбираться после бомбометания кораблями и использоваться вторично. Полученные на бортах самолетов магнитограммы обрабатываются затем на ЭВМ с оперативной выдачей результатов наблюдений.

Приведем некоторые данные по аппаратуре. Отличие радиобуев от известных (Лунарский, Непрочнов, 1962) заключается в том, что сейсмоавиабуй снабжены парашютной системой и радиолокационным маяком-ответчиком, благодаря чему они могут сбрасываться с воздуха с помощью бортовых радиолокационных станций. Обнаружение сейсмоавиабуев возможно также с помощью РЛС кораблей.

Типовой радиолокационный спасательный маяк-ответчик (РМ) предназначен для обозначения местонахождения экипажа самолета в случае вынужденной посадки или аварии. Дальность обнаружения маяка до 90 км при высоте полета поискового самолета 6 км. Запрос маяка осуществляется сигналами бортовой радиолокационной станции.

В корпусе сейсмоавиарадиобуя вмонтировано выпускное устройство, состоящее из кабеля и гидрофона. Гидрофон и кабель, намотанный на лебедку, в нерабочем положении находятся в донном отсеке и удерживаются крышкой. В момент приводнения при ударе о воду срабатывает механический замок инерционного действия, и крышка под действием пружины откидывается, освобождая гидрофон с кабелем. Радиобуй снабжен рядом узлов информационного канала, канала управления и вспомогательных узлов. Управляется радиобуй с самолета при помощи КВ-передатчика. Для передачи сейсмоакустической информации с буя применяется УКВ-передатчик, стабилизированный с помощью кварцевого резонатора.

С целью повышения надежности работы радиобуй имеет запоминающее устройство для консервирования информации. Радиобуй управляется по радио при помощи системы телеуправления, характерной особенностью которой является подача команды, после прихода которой радиобуй работает по программе. По окончании цикла работы аппаратура автоматически выключается и переходит в ждущий режим до поступления следующей команды.

Экономическая эффективность сейсмических исследований на море вообще намного выше, чем на суше. Предлагаемая схема наблюдений еще более экономична и эффективна, так как она позволяет неограниченно увеличивать длину маршрутов, не требует предварительной подготовки на море, а скорость выполнения полного цикла наблюдений на профиле равна 300 км/ч. При этом в наблюдениях участвует всего один экипаж самолета (6-9 человек).

СХЕМА АВИАСЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ

При исследованиях зоны перехода от материка к Тихому океану сейсмические профили прокладываются либо только по морю, либо по суше. Методика полевых морских и сухопутных наблюдений различная, что затрудняет их совместную обработку и сравнение полученных результатов.

Морские исследования КМПВ выполняются точечными наблюдениями по системе встречных и нагоняющих обращенных годографов. Пункты взрыва располагаются через 5 км вдоль профиля, взрывы производятся с движущегося корабля, прием осуществляется гидрофонами, размещенными на дрейфующем судне. Определение пунктов геофизических наблюдений производится по прокладке курсов кораблей с помощью навигационного оборудования судов. Расстояния взрыв-прием при этом определяются с погрешностями до 10%, что значительно снижает точность сейсмических построений и не позволяет полностью использовать возможности сейсмического метода.

Сухопутные наблюдения выполняются по системе непрерывного либо кусочно-непрерывного прямого и обратного профилирования. При прямом профилировании пункты взрыва и сейсмостанции передвигаются с заданной густотой вдоль профиля. При обратном профилировании взрывы производятся, как и на море, через 5 км, а наблюдения выполняются с помощью стационарных сейсмостанций. В последнем случае методика наблюдений, оправданная при исследованиях на море, на суше приводит к значительной потере информации вследствие чрезмерного осреднения условий приема волн. Непрерывное профилирование в региональных целях из-за сложности выполнения и труднодоступности местности в прибрежных районах применять практически невозможно.

Положительные результаты при исследовании глубинного строения в Приморье получены с помощью методики точечных сейсмических зондирований с применением бомбометания (Потапьев и др.,

1972). Произвольные системы наблюдений дифференциальными сейсмическими зондированиями с бомбометанием осуществляются практически на местности любой сложности — такой, как горные районы или заболоченные пространства, характеризующиеся сплошным бездорожьем. Естественно применить эту методику и на море. Дифференциальные зондирования для своего обоснования требуют наличия некоторого объема непрерывных наблюдений с тем, чтобы по ним определить особенности дискретной корреляции волн. Такие наблюдения имеются в районе Магадана (Давыдова и др., 1962), в Приморье (Аргентов и др., 1976), на акваториях Японского и Охотского морей (Аверьянов и др., 1963). В дальнейшем непрерывные наблюдения будут наращиваться, по-видимому, при детализации участков региональных исследований.

Основной трудностью при реализации схем зондирований является осуществление топогеодезической привязки пунктов взрыва и приема волн в прибрежных районах. Для построения границ раздела с точностью около 2–3% и определения граничных скоростей с погрешностью не более 5% необходимо обеспечить измерение расстояний между источником и приемником со средней квадратической ошибкой ± 100 м. Такую точность могут обеспечить только радиогеодезические системы. Следовательно, оптимальная методика сейсмических региональных исследований в прибрежных районах должна основываться на дифференциальных зондированиях и включать как составную часть радиогеодезическую систему для топографической привязки геофизических пунктов.

В качестве примера разберем два возможных варианта наблюдений. В первом случае пункты взрыва располагаются на суше, прием колебаний осуществляется в море или частично на суше с последующим переходом в море. Наблюдения проводятся с базами зондирований, обеспечивающими прослеживание глубинных волн от границ раздела Конрада и Мохоровичича. Для восточного побережья Азиатского материка величина баз составит $L_K = 90 \div 120$ км, $L_M = 160 \div 200$ км при выделении преломленных волн в первых вступлениях и $L_K^{отр} = 120 \div 160$ км; $L_M^{отр} = 80 \div 110$ км и $160 \div 200$ км — при выделении отраженных волн в последующей части записи.

Составив на этих базах систему зондирований из четырех пунктов взрыва и одного пункта приема (двух пунктов взрыва и двух пунктов приема) и передвигая ее с заданной густотой наблюдений вдоль профиля, можно выполнить серию "привязочных" маршрутов протяженностью около 200–300 км и соединить таким образом сухопутные и морские профили (рис. 30). Возбуждение упругих колебаний целесообразно производить при помощи бомбометания, используя серийную приемную аппаратуру либо телеуправляемую аппаратуру "Тайга". В качестве средств обеспечения необходимы, помимо бомбардировочной авиации, вертолет и корабль.

Плановую привязку геофизических пунктов можно осуществить при помощи радиогеодезической системы "Мир". С этой целью на

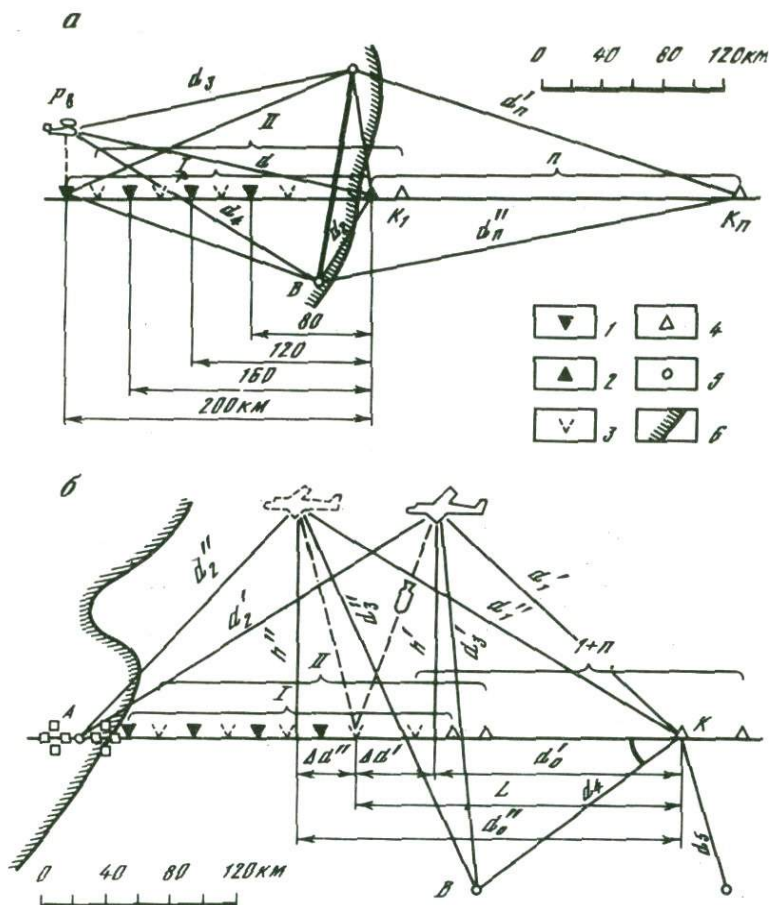


Рис. 30. Схемы наблюдений при переходе от суши к морю (а) и в открытом море (б)

1, 3 – исходные пункты взрыва и приема; 2, 4 – последующие пункты взрыва и приема; 5 – опорные геодезические пункты; 6 – береговая линия

вертолете P_B (см. рис. 30), сопровождающем бомбардировщик в процессе бомбометания, устанавливается запросчик с индикатором, который непосредственно дает показания измеряемого расстояния до ведомой станции – ответчика (ретранслятора импульсных сигналов запросчика), установленного на корабле K_1 . Это расстояние d до корабля определяется в момент прохождения вертолета над пунктом взрыва P_1 . Для задания отвесной линии на вертолете и определения момента прохождения его около вертикали точки местности (P_1) используется оптический визир ОПБ.

Положение корабля K_1 на очередной установке может определяться линейной засечкой по измеренным расстояниям d_1 и d_2 , для чего вертолет проходит над береговыми опорными геодезическими пунктами A и B . Если пункты взрыва трудно опознать, на карте или они находятся в море, то для определения их координат и положения корабля с вертолета линейной засечкой по измеренным расстояниям d_3, d_4, d_1, d_2 устанавливают ответчики в опорных пунктах A и B . При переходе корабля и пунктов взрыва в открытое море ведущая станция радиогеодезической системы устанавливается на бомбардировщике и привязка пунктов взрыва и корабля также выполняется на бомбардировщике.

Во втором случае наблюдения производятся в море с применением бомбометания. Корабль с приемной станцией на борту дрейфует по линии профиля на удалении от берега, соответствующем наибольшей базе зондирования. Бомбардировщик выходит на линию маршрута по створу из двух выложенных на берегу целей, разворачивается над кораблем и по программе автоматически сбрасывает серию из четырех авиабомб. После этого корабль передвигается на новую установку в соответствии с заданной густотой наблюдений (см. рис. 30). Описанная схема наблюдений позволит выполнять маршруты большой протяженности. Отметка момента взрыва авиабомб в обоих случаях осуществляется путем ретрансляции на борт судна сигналов микропередатчика, установленного на авиабомбе.

Плановая привязка геофизических пунктов производится следующим образом. Бомбометание выполняется на заданных при помощи радиодальномера расстояниях от пункта приема (корабля). В момент сброса бомбы автоматически регистрируется точное показание индикатора дальности ведущей станции радиодальномера, установленной на бомбардировщике. Поскольку бомбардировщик идет на заданной высоте h' (см. рис. 30), определяемой по радиовысотомеру, то независимо от условий видимости бомба попадает в заданную точку с достаточной точностью. По траектории полета бомбы, высоте полета h' , измеренной в точке сброса бомбы, наклонной дальности d_1' до корабля определяется точное расстояние L от пункта взрыва до судна.

В процессе бомбометания на бомбардировщике выполняется маршрутная аэрофотосъемка. В момент фотографирования автоматически регистрируются расстояние d_1'' от бомбардировщика до корабля (по радиодальномеру) и высоте полета h'' (по радиовысотомеру). Синхронность работы регистраторов радиодальномера и радиовысотомера с аэрофотоаппаратом (АФА) обеспечивается командным прибором последнего. Показания радиовысотомера позволяют определять проекцию d_0'' измеренной наклонной дальности d_1'' на уровень моря, определить масштаб аэроснимка, а следовательно, и расстояние $\Delta d''$ от центра снимка до изображения взрыва авиабомбы, чтобы затем получить исправленное (контрольное) значение расстояния между пунктами взрыва и приема дополнительно к тому его значению, которое получено измерением в момент сброса авиабомбы.

Координаты корабля и бомбардировщика в процессе бомбометания на профиле могут определяться их навигационными средствами. При необходимости точное положение корабля в открытом море определяется линейной засечкой по расстояниям d_4 и d_5 (см. рис.30), измеренным на бомбардировщике при залете его над опорными геодезическими пунктами В и С, расположенными, например, на островах.

Применение радиогеодезической системы "Мир" совместно с навигационными средствами корабля и бомбардировщика обеспечит мобильность и достаточную точность планового обоснования сейсмических работ в прибрежных акваториях и в открытом море и необходимую точность при обработке результатов сейсмических исследований. Перейдем к рассмотрению перспектив применения новой техники в авиасейсморазведке.

ЛАЗЕРНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ

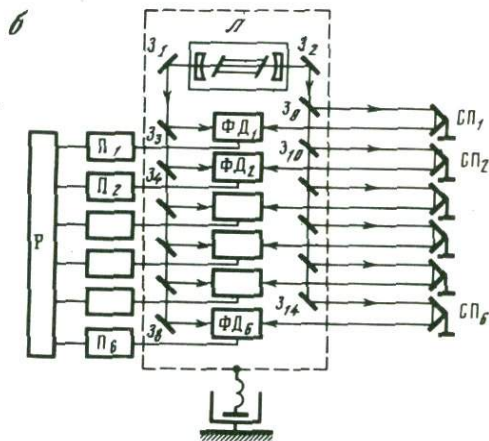
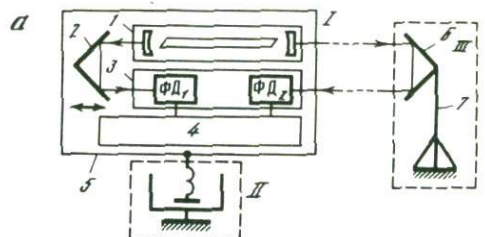
Облегченные сейсморазведочные станции типа "Земля" и "Тайга" с малоканалными магнитными регистраторами успешно применяются в авиасейсморазведке. Сравнительно небольшой вес полевого комплекса позволяет выполнять наблюдения с помощью вертолетов практически в любых условиях местности. В комплексе оборудования станций основной вес приходится на соединительные провода и сейсмоприемники, а большая часть времени при установке аппаратуры — на размотку и сборку проводов. Передача информации от сейсмоприемников к регистраторам по радио в силу малой помехоустойчивости схем и громоздкости устройств оказалась практически нереализуемой.

Применяемые в сейсморазведочных станциях сейсмоприемники электродинамического типа имеют круговую диаграмму направленности и поэтому позволяют регистрировать только одну компоненту смещений (ускорений) в зависимости от ориентации оси чувствительности. Для регистрации полного вектора колебаний необходимо в точке наблюдения использовать трехкомпонентные сейсмоприемники. В области низких частот сейсмоприемники нестабильны.

Предлагаемая новая конструкция сейсмостанции с использованием лазерного луча в значительной степени свободна от перечисленных недостатков (Клементьев, Потапов, 1973). Вместо сейсмоприемников в точках регистрации колебаний используется специальный оптический уголкового отражатель, который приходит в колебательное движение вместе с почвой. Перемещения отражателя передаются посредством отраженного луча в лазерный блок, находящийся от точек регистрации колебаний на расстоянии 500–1000 м, в котором механические колебания преобразуются в электрические. Лазерный луч в сочетании с уголковыми отражателями дает возможность определять динамические характеристики упругих волн без искажений, получать более достоверные сведения о природе волн и полностью исключает соединительные провода (рис. 31).

Рис. 31. Блок-схемы одноканальной (а) и шестиканальной (б) лазерных сейсмостанций

1 - лазерный блок: 1 - лазер, 2 - уголкового отражателя, 3 - фотодетекторы, 4 - приеморегистрирующее устройство, 5 - платформа; II - демпфер; III - сейсмоприемник; 6 - уголкового отражателя; 7 - подставка



Принцип работы сейсмического канала основан на сравнении фаз опорного и рабочего сигналов. Луч лазера, работающего в непрерывном режиме одновременно на двух частотах f_1 и f_2 , с одного конца газоразрядной трубки направляется на подвижный уголкового отражателя 2, откуда поступает на фотодетектор

$\Phi Д_1$. Сигнал биений частоты $F = f_1 - f_2$, возникающий на фотодетекторе, является опорным. Луч лазера с другого конца газоразрядной трубки направляется на сейсмоприемник III и, отражаясь, возвращается в блок лазера I на фотодетектор $\Phi Д_2$, где возникает сигнал той же частоты F_1 , называемый рабочим. Оба сигнала поступают в блок 4, на выходе которого сигнал по амплитуде пропорционален разности фаз опорного и рабочего сигналов. Перед началом измерений, перемещая подвижный отражатель 2, устанавливают нуль на выходе. При колебании почвы уголкового отражателя 6 приходит в движение, что приводит к разности фаз между опорным и рабочим сигналами. На регистратор подаются сигналы, по частоте и амплитуде соответствующие характерным колебаниям сейсмоприемника. Применяя лазерное устройство, можно регистрировать колебания почвы амплитудой от 5 мкм и более.

Рассмотренный фазовый метод применим для регистрации продольной компоненты колебаний. Максимальный эффект достигается в том случае, когда направления распространения колебаний и луча лазера совпадают. Наличие острой диаграммы направленности может иметь большое значение при точном определении координат источника колебаний. Устройство может быть также использовано для определения поперечных компонент колебаний на основе амплитудных

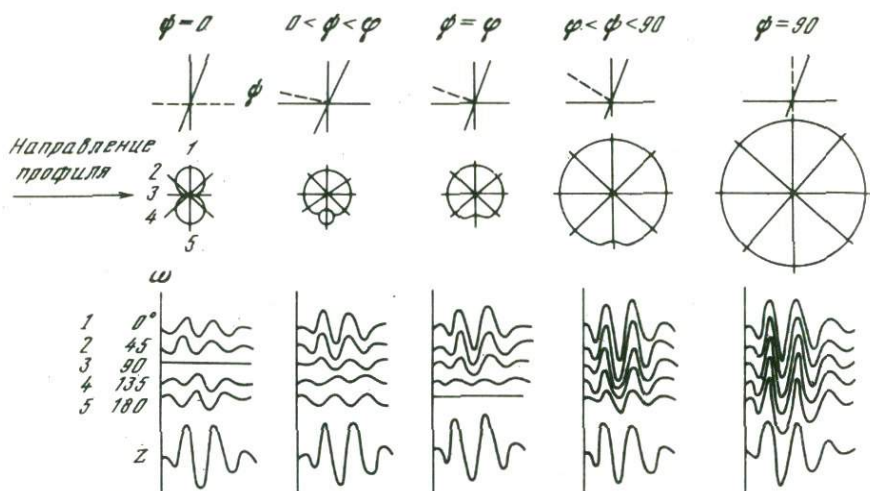


Рис. 32. Диаграммы направленности и соответствующие им азимутальные сейсмограммы для различных углов наклона сейсмографов
Цифры 1 - 5 соответствуют направлениям на пункт взрыва

эффектов. При поперечных колебаниях уголкового отражателя происходят параллельные смещения отраженного луча, величина которых пропорциональна амплитуде колебаний почвы.

Методика полевых сейсмических работ предусматривает применение многоканальной аппаратуры. Многоканальность осуществляется системой разделительных зеркал и фотодетекторов. На рис. 31 приведена блок-схема и шестиканальной сейсмостанции. Лучи лазера L с обоих концов зеркалами Z_1 и Z_3 направляются на зеркала $Z_3 - Z_8$ и $Z_9 - Z_{14}$ и делятся ими на шесть опорных и рабочих лучей. Рабочие лучи от лазерного блока направляются на сейсмоприемники $СП_1 - СП_6$ (уголковые отражатели). Отраженное уголковыми отражателями излучение принимается фотодетекторами $ФД_1 - ФД_6$ и далее направляется в приемно-усилительные устройства $П_1 - П_6$ и регистратор P , состоящий из стандартных блоков. Наиболее простое устройство у лазерной сейсмостанции, регистрирующей продольную (вдоль луча лазера) компоненту смещений почвы.

Применение лазерных станций позволит с небольшим их числом создать плотные системы наблюдений при площадной съемке и тем самым будет способствовать расширению этого важного методического направления сейсмических исследований. Отметим, что реализация лазерной многоканальной сейсмической станции актуальна также для метода планшетной авиасейсморазведки, где проблема количества датчиков является одним из главных препятствий (Калашников и др., 1973).

Рассмотрим характер сейсмической записи при регистрации упругих колебаний с помощью уголкового отражателя. Уголкового отражателя лазерного луча, жестко скрепленного с почвой, обладает

несколькими степенями свободы и в простейшем случае при наличии одной волны позволяет регистрировать проекцию на плоскости отражателя полного вектора смещений. Очевидно, вид сейсмической записи будет определяться способом укрепления отражателя в почве и расположением источника колебаний относительно приемников. Если располагать уголкового отражателя под углом к поверхности и менять его наклон, а также направление пунктов возбуждения волн, можно зарегистрировать с достаточной полнотой образующееся при взрыве волновое поле. Для выявления ожидаемой при этом записи рассмотрим диаграммы направленности азимутальной установки и сейсмограммы из работы Е.И. Гальперина (1955). Обозначим: ψ - угол между продольной осью уголкового отражателя и горизонтом, ω - азимут на пункт взрыва, отсчитываемый от направления профиля, ϕ - угол между направлением подхода волны к отражателю и вертикалью (рис. 32).

Рассмотрим наиболее простой случай линейно поляризованных колебаний. Как видно из диаграммы направленности и азимутальных сейсмограмм, вертикальная составляющая колебания при любых наклонах отражателя и направлениях на пункт взрыва будет фиксироваться без искажений. Горизонтальные составляющие колебаний регистрируются тем интенсивнее, чем меньше отражатель наклонен к горизонту. Крайние случаи, когда уголкового отражателя установлен горизонтально ($\psi = 0^\circ$) и вертикально ($\psi = 90^\circ$) соответствуют минимальным и максимальным амплитудам записи.

Рассмотренные перспективы развития авиасейсмического способа показывают огромные возможности, открывающиеся перед исследователями как в методических, так и чисто аппаратных аспектах проблемы. Можно надеяться, что все возрастающая потребность ускорения изучения природных ресурсов планеты, в том числе и ее недр, в какой-то степени может быть удовлетворена за счет реализации перспективных направлений авиасейсморазведки.

7.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ АВИАСЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Основой интерпретации материалов, полученных в процессе разработки методики авиасейсмических исследований земной коры, является теория и методика точечных зондирований произвольного вида, развиваемая в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Н.Н. Пузырева. Плодотворность этого направления широко известна по результатам исследований земной коры в Западной Сибири и Байкальской рифтовой зоне (Пузырев и др., 1974, 1975).

Особенности геологического строения, природные условия и отдаленность территорий Восточной Сибири и Дальнего Востока, а также специфичность авиасейсмического метода исследований обусловили особенности получения материала и его интерпретации. Исследования ГСЗ в этих районах ставились впервые, непосредственной привязки к изученным участкам не было. В какой-то степени этот недостаток восполнялся параметрическими наблюдениями и повышением детальности съемки, но тем не менее при истолковании волновой картины широко применялись аналогии, схематизированные скоростные модели, обобщенные годографы, приближенные методы построений.

При рекогносцировочном характере съемки такой подход к интерпретации вполне оправдан, а выделение в разрезе земной коры двух-трех традиционных границ раздела считается достаточным результатом. Между тем опыт непрерывных наблюдений ГСЗ (Соллогуб, Чекунов, 1971), в том числе и в изучаемых регионах (Аргентов и др., 1976), показывает, что промежуточные границы раздела в земной коре зачастую прослеживаются в региональном плане не хуже опорных, а отраженные волны от них по интенсивности сравнимы с отражениями от подошвы коры. Это же явление наблюдается и на изученных нами рекогносцировочных маршрутах.

Особенностью интерпретации является включение коровых волн наряду с опорными волнами в состав волнового поля и их обработка общепринятыми способами. Коровые отражения наряду с отражениями от верхней мантии использовались для построения специальных полей времен на всем интервале их прослеживания как в докритической, так и в закритической областях, в том числе за точками пересечения годографов мантийных волн. Критерием достоверно-

сти отождествления волн в указанных областях прослеживания служит совпадение вычисляемых параметров разреза по независимым наблюдениями. Следующая особенность интерпретации является следствием симметричной системы дифференциальных зондирований и заключается в построении штрихпунктирных годографов и обработке их общепринятыми способами независимо от специальных полей времени.

Наконец, система наблюдений позволяет применить непосредственно без каких-либо преобразований способ обработки ОГТ по имеющемуся полю $t(x, l)$.

Рассмотрим основные этапы интерпретации: корреляцию волн вдоль маршрутов, особенности волновых полей, способы определения скоростных моделей и построения сейсмических разрезов земной коры.

ДИСКРЕТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВОЛН

Несвязанные (произвольные) системы наблюдений предусматривают выполнение дискретной корреляции волн с целью их прослеживания на всем участке наблюдений. Под дискретной корреляцией понимается корреляция с использованием априорной информации. Она подразделяется на волновую дискретную корреляцию, когда привлекаются только волновые признаки, и корреляцию общего вида, когда применяются дополнительно параметрические и геологические признаки (Пузырев, 1971). Волновая дискретная корреляция осуществляется на первоначальном этапе интерпретации в сочетании с позиционной корреляцией в качестве основы для последующих сейсмических расчетов. Корреляция волн уточняется на протяжении всей обработки материала и представляет собой, таким образом, непрерывный процесс в ходе интерпретации.

Реализованные системы симметричных зондирований позволяют наряду с дискретной корреляцией проводить позиционную и транспозиционную корреляцию, поскольку они в какой-то мере (с точностью разброса авиабомб) являются связанными системами. Это обстоятельство существенно повышает надежность отождествления волн на зондированиях за счет независимых схем корреляции.

Из определения позиционной корреляции как способа прослеживания волн путем последовательного сопоставления формы колебаний и их амплитуд в пространстве (x, t) без использования априорной информации о структуре волнового поля и изучаемой среды (Пузырев, 1971) следует, что для "выразительных" групп волн — таких, как преломленная волна от поверхности консолидированной коры или отраженная от кровли верхней мантии, возможна позиционная корреляция не только в пределах элементарной установки приборов на зондировании, но и между зондированиями, особенно при больших расстояниях между ними (5–15 км).

Транспозиционная корреляция возможна при равенстве времен сравниваемых наблюдений во взаимных точках. Вследствие разброса авиабомб строгое соблюдение принципа взаимности в авиасейсми-

ческом методе обеспечить трудно. Однако, если располагать данными о монотипной волне с близкой лучевой схемой, можно с достаточной точностью рассчитать условие транспозиционности. Такие данные о кажущейся скорости, длине баз зондирований и их плановом расположении всегда имеются в распоряжении интерпретатора.

Теоретические аспекты дискретной корреляции волн на зондированиях произвольного вида подробно изложены в работе Н.Н. Пузырева и др. (1965). Предприняты попытки формализовать признаки дискретной корреляции волн с целью количественной их оценки для перехода к автоматической обработке на ЭВМ (Крылов, Янушевич, 1970; Будянский, 1975).

В работе Ю.А. Будянского (1975) дается теоретическое обоснование задачи формализации процесса корреляции данных дискретных наблюдений в целом, чем она принципиально отличается от предшествующих работ, где формализовались лишь отдельные признаки.

В наших исследованиях также сделана попытка формализованного подхода к корреляции волн. Покажем ее на примере одного из участков рекогносцировочного профиля ГСЗ в Якутии. На рис. 33 приведены сейсмограмма и разрез вдоль профиля Жатай-Кельпехтен. Волновая картина описана выше при обосновании систем наблюдений. Профиль исследовался методикой авиасейсмических дифференциальных зондирований. Первоначальная корреляция и построение сейсмического разреза описаны в работе С.В. Потапова (1974 в).

Сущность формализованного подхода к корреляции волн заключается в следующем. Из рассмотрения сейсмограммы очевидно, что нет необходимости проводить корреляцию сейсмических колебаний в ее пределах. Оси синфазности (а значит, и амплитудные графики) отчетливо выделяются (рис. 34). Увязка элементарных сейсмических волн между отдельными сейсмограммами проводилась на основании их временных и амплитудных характеристик (ось синфазности, амплитудный график). Рассчитывались интегральные геометрические признаки плоских фигур по осям синфазности и амплитудным графикам и интегральные физические признаки — такие, как кажущаяся и "средняя" скорости волны, координаты центра тяжести плоских фигур. На рис. 34 показано графическое группирование осей синфазности по парам признаков. Наиболее информативными оказались признаки

$$a_3 = a/b, \quad a_4 = (x_1/t_1 + x_N/t_N)/2, \quad a_5 = (x_N - x_1)/(t_N - t_1).$$

Хотя создается впечатление, что разделение волн кажется слабым, но в совокупности слабые делящие свойства пар усиливаются построением суммарной меры сходства Λ :

$$\Lambda_{ij} = \sum_{k=1}^M \delta_k \left[1 - \left(\frac{\frac{a_i^k}{a_{\max}^k} - \frac{a_j^k}{a_{\min}^k}}{\frac{a_i^k}{a_{\max}^k} - \frac{a_j^k}{a_{\min}^k}} \right)^2 \right],$$

где i, j — индексы сравниваемых волн ($i, j = 1, 2, \dots, n, i \neq j$), k —

номер признака, M — количество границ, δ — весовые множители признаков,

$$a_{\max}^k = \max(a_i^k, a_j^k), a_{\min}^k = \min(a_i^k, a_j^k).$$

Анализ показал, что проведенная увязка на ЭВМ близка по своим результатам к обработке, проведенной ранее (Потапьев, 1974а). Следует отметить, что значение мер сходства быстро уменьшается при увеличении расстояния по профилю между сравниваемыми наблюдениями. Таким образом, при формализованном подходе к качественной задаче увязки сейсмических волн удается приблизиться к логическому решению ее интерпретатором.

Установлением бинарных отношений между элементарными сейсмическими волнами можно перейти к ползу времен с фиксированными свойствами, т.е. решить задачу количественной увязки осей синфазности по всему профилю. Контроль корреляции осуществлялся путем сравнения результатов решения обратной и прямой кинематической задачи.

Обратная кинематическая задача решалась на основе машинного поиска минимума невязки наблюдаемых и теоретических времен прихода волн. Поиск был организован таким образом, что без вмешательства оператора находился глобальный минимум квадратичного функционала. Для этого была разработана специальная методика на основе отбора приближений по некоторым особенностям выбранного класса моделей (монотонность и линейность функции скорости в слоях, разрывы скорости на границах). Начальное приближение для используемого метода продолжения по параметру было определено на основе явных формул. Ошибки определения скоростных параметров зависят от ошибок вычислительных процедур и во всех случаях не превышают 2-3%.

Анализ показывает хорошее совпадение результатов как по абсолютным значениям скоростных параметров, так и по их боковым вариациям. Расхождения на отдельных участках (более глубокое положение границы по второму варианту корреляции с мерой сходства 0,45 и 0,36 на 90-150 км профилю и построение границы с корреляцией 0,88 вместо 0,93 на 300-325 км профилю) объясняются ошибочной идентификацией волн, что легко устанавливается из рассмотрения мер сходства признаков корреляции волн. Истинные скорости под границами P_{0C}^{OC} и P_1^K совпадают со средними значениями граничных скоростей, равными соответственно 6,2 и 6,7 км/с. Отметим, что на участках ошибочной корреляции полученные значения скоростей резко отличаются, что может служить одним из показателей достоверности интерпретации формально-логическим методом. Характерным является систематическое заглупление границ, что связано с различиями в расчетной скорости, используемой для вычислений в применяемых методах.

Изучение градиентов скорости для волн t_{ϕ} ранее показало, что их значения близки или менее $0,02 \text{ км}^{-1}$, что подтверждается и

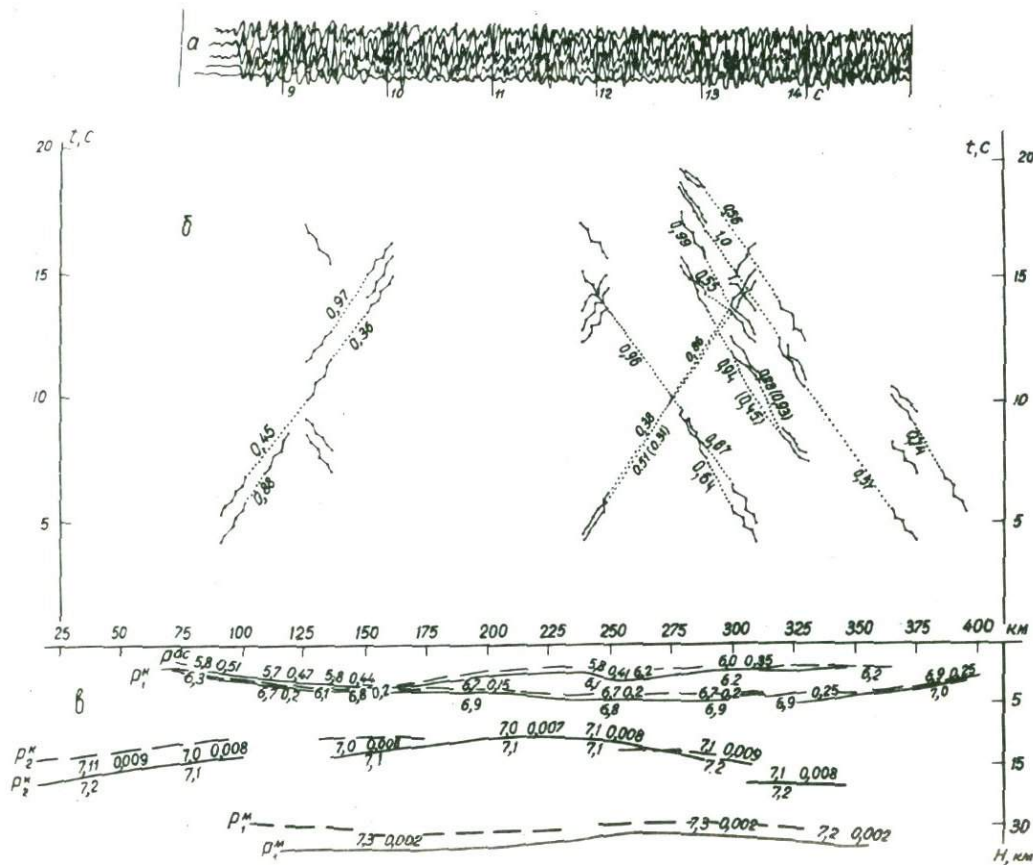


Рис. 33. Пример записи волнового поля на регистраторе "Тайга" на удалении 36,3 км (а), обработка исходного штрихового поля времени (б) и сейсмический разрез (в)

Сплошные линии — границы первого рода, цифры — истинные скорости и градиенты, пунктир — результат интерпретации в классе изотропной слоистости, точками показана граница P_1^k по гравиметрическим данным

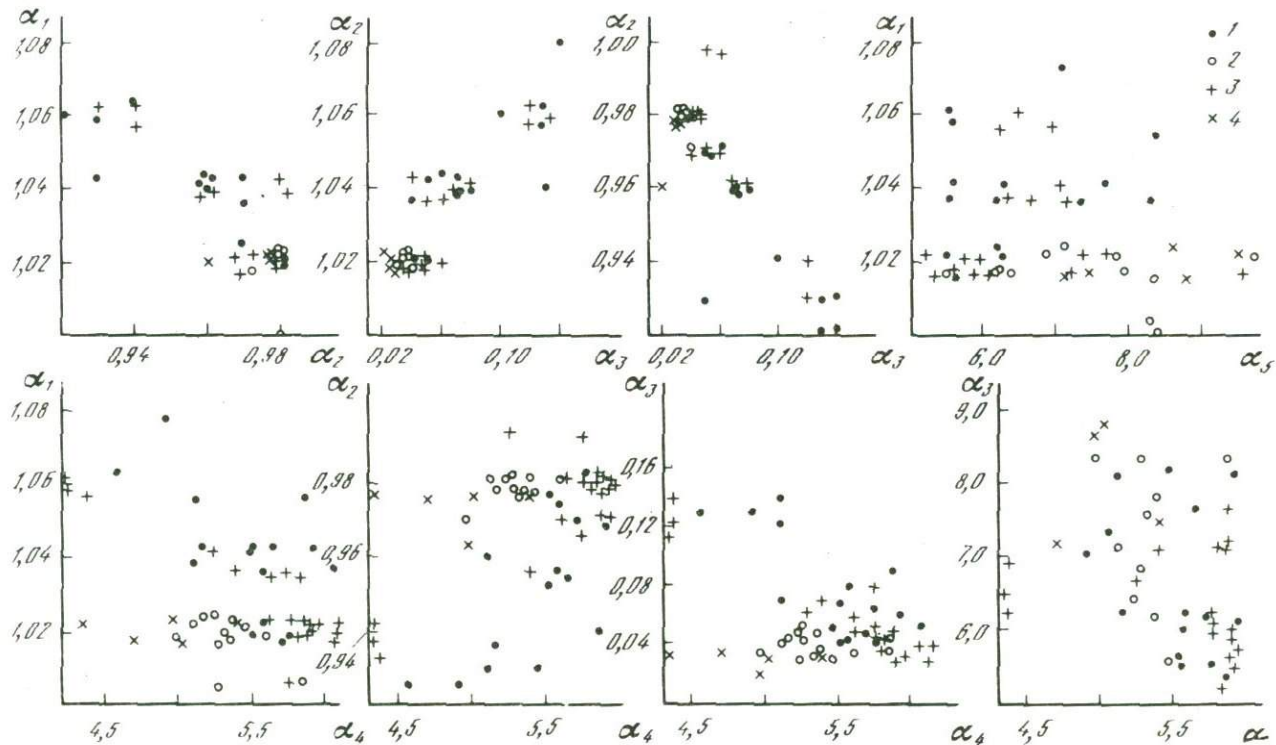


Рис. 34. Графики увязки осей синфазности
 Волны: 1 - P^{OC} , 2 - P_1^K , 3 - P_2^K , 4 - P_1^M

настоящими расчетами. В нижних слоях земной коры вертикальный градиент на порядок ниже по сравнению с покрывающей фундамент толщей. Предлагаемый способ интерпретации позволяет получить непосредственно без постановки специальных наблюдений такие важные параметры разреза, как истинные скорости и значения их градиентов.

Следовательно, результаты, полученные с помощью данной методики, на первом этапе (увязка элементарных волн) не отличаются от ранее полученных. На втором этапе — интерпретации временного поля — отмечается совпадение абсолютных значений упругих параметров и их боковых вариаций, но в то же время происходит систематическое заглубление положения границ.

В процессе исследований использовался весь известный арсенал признаков дискретной корреляции, к рассмотрению которых перейдем, придерживаясь классификации, предложенной Н.Н. Пузыревым (Пузырев и др., 1965).

Волновые признаки

Форма записи колебаний описывается числом фаз в импульсе, их интенсивностью и частотой, характером наложения мешающих колебаний. Наиболее простой формой записи, состоящей из двух фаз, из которых вторая с преобладающей амплитудой, отличаются преломленные волны P_{0C}^O , P^K и $P_{0,1}^M$, а на участках отсутствия осадочных отложений — также и волна P_0^K . В районах с мощным осадочным чехлом (более 3 км) запись перечисленных волн усложняется, но не более, чем до трех фаз в импульсе. Форма записи волн с расстоянием не меняется. Характерно наложение параллельных осей синфазности, связанное с согласным напластованием пород либо образованием кратных волн (рис. 35).

Отраженные волны $P_{1,2,3}^K$, $P_{0,1}^M$ имеют многофазную форму импульса, состоящую из трех и более фаз, доминирующими из которых по амплитуде являются фазы, занимающие среднее положение в групповой записи. С расстоянием количество фаз в импульсе увеличивается, на запись накладываются оси синфазности с большей кажущейся скоростью, связанные с отражениями от близко расположенных горизонтов. Импульс волны растягивается и запись из простой переходит в групповую. Групповую запись легко разложить на составляющие индивидуальные волны путем воспроизведения на высокочастотной фильтрации. Сложная многофазная запись отраженных волн характерна также для зон нарушений.

Частотный состав волн наиболее детально изучен на параметрическом профиле Зарубино-Кировский (Оспанов и др., 1972). Анализировались амплитудные спектры и их изменение с расстоянием от пункта взрыва. Анализу подвергались записи, полученные на широкополосной фильтрации сейсмостанции "Поиск-КМПВ" с сейсμοприемниками НС-3. Из рассмотрения приведенных зависимостей

Таблица 7
Признаки дискретной корреляции волн

| Описание признаков | Сихотэ-Алинь | | | | | | | | | | Сибирская платформа | | | | | | | | | |
|---|--------------|-----------|-----------|--------------|--------------|--------------|-----------|--------------|--------------|--------------|---------------------|-----------|-----------|-----------|--------------|--------------|--------------|-----------|--------------|--------------|
| | P_{OC} | P_{0}^K | P_{1}^K | $P_{1отр}^K$ | $P_{2отр}^K$ | $P_{3отр}^K$ | P_{0}^M | $P_{0отр}^M$ | $P_{1отр}^M$ | $P_{2отр}^M$ | P_{OC} | P_{0}^K | P_{1}^K | P_{2}^K | $P_{1отр}^K$ | $P_{2отр}^K$ | $P_{3отр}^K$ | P_{0}^M | $P_{0отр}^M$ | $P_{1отр}^M$ |
| <u>форма записи и частотные особенности волн</u> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Две фазы в импульсе | + | | + | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| Три фазы в импульсе | + | + | + | | | | + | | | | + | + | + | | | | | | + | + |
| Более трех фаз в импульсе | | | | + | + | | | | + | | | | | | + | + | + | | | + |
| Форма записи с расстоянием не меняется | + | + | + | | | | + | | | | + | + | + | | | | | | + | |
| Форма записи с расстоянием меняется | | | | + | + | + | | | + | + | | | | | + | + | + | | | + |
| Наложение волн с равными V_K с большими V_K | + | + | + | | | | | | | | + | + | + | | | | | | | |
| Преобладающие частоты, Гц | 5-10 | 5-10 | 5-10 | 9-13 | 9-13 | 9-13 | 5 | 8-9 | 8-9 | 8-9 | 14-17 | 11-13 | 11-13 | 11-13 | 12-13 | 12-13 | 12-13 | 8 | 10-12 | 10-12 |
| <u>Амплитуды волн</u> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| График $\lg A(x)$ убывающая плавная кривая без характерных точек с одним максимумом | + | + | + | | | | + | | | | + | + | + | + | | | | | + | |
| График $A(t)_{x=80}$ | | | | + | + | + | | | + | + | | | + | + | + | + | + | | | + |
| $A_n/A_{P_{K0}} > 1$ | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| $A_n/A_{P_{K0}} < 1$ | + | | | | | | | | | | + | | + | | | | | | | |
| $A_0/A_{KP} \leq 1$ | | | | + | + | + | | + | + | | | | | | + | + | + | + | | + |
| <u>Взаимное расположение осей синфазности</u> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| График разности времени прихода волн $\Delta t(x) = (t_{n+1} - t_n)(x)$ прямолинейный | + | + | + | | | | + | | | | + | + | + | | | | | | + | |
| возрастающая кривая | | + | + | | + | + | | | + | + | | | | | | | | | | + |
| убывающая кривая | | | | + | + | + | | | + | + | | | | | + | + | + | + | | + |
| <u>Структура полей времени</u> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Вид годографа | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| прямая линия | + | + | + | | | | + | | | | + | + | + | + | | | | | + | |
| гипербола | | | | + | + | + | | | + | | | | | | | + | + | + | | + |
| парабола | + | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | + |
| Вертикальный градиент поля $\frac{dt}{dl}(l)_{x=const} = const$ | + | + | + | | | | + | | | | + | + | + | + | | | | | + | |
| увеличивается с расстоянием | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | |
| уменьшается с расстоянием | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Вертикальный градиент поля $\frac{dt^2}{dl^2}(l^2)_{x=const} = const$ | | | | + | + | + | | + | + | + | | | | | + | + | + | + | | + |
| Разностные нагоняющие годографы | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| горизонтальные | | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| нисходящая прямая | + | | | | | | | | | | + | | + | + | | | | | | |
| возрастающая прямая | | | + | + | + | | | + | + | | | | | | | | | | | + |
| Разностные встречные годографы $(t_{n+1}^2 - t_n^2) = f(x)$ | | | + | + | + | | | + | + | | | | | | + | + | + | | | + |
| - прямолинейные | | | | | | | | | | | | | | | + | + | + | | | + |
| <u>Скорости волн</u> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Значения, км/с | 5,0 | 5,9 | 6,2 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| V_{Γ} | 5,9 | 6,5 | 6,4 | | | | 8,4 | | | | 6-6,6 | 6,5-7,1 | 7,1-7,5 | | | | | | 8,2 | |
| V_e | | | 5,6-5,7 | 5,8-6,1 | 5,9-6,3 | | 6,1-6,4 | 6,3-6,7 | | | | | | | 5,5-5,8 | 5,9-6,1 | 5,8-6,3 | | 5,9-6,5 | 6,5-6,7 |
| \bar{V} | 5,2-5,5 | 5,5 | | | | | 6,0 | 6,3 | | | 2,5 | 5,5 | | | | | | | | 6,0 |
| $V_{пл}$ | 5,2-5,4 | 6,0 | | 6,1-6,3 | 6,5 | 6,7-7,6 | 7,9-8,0 | 3,0 | 5,0 | 6,1 | | | | 5,8-6,2 | 6,4-6,9 | 6,7-7,6 | | | | 7,6-8,6 |

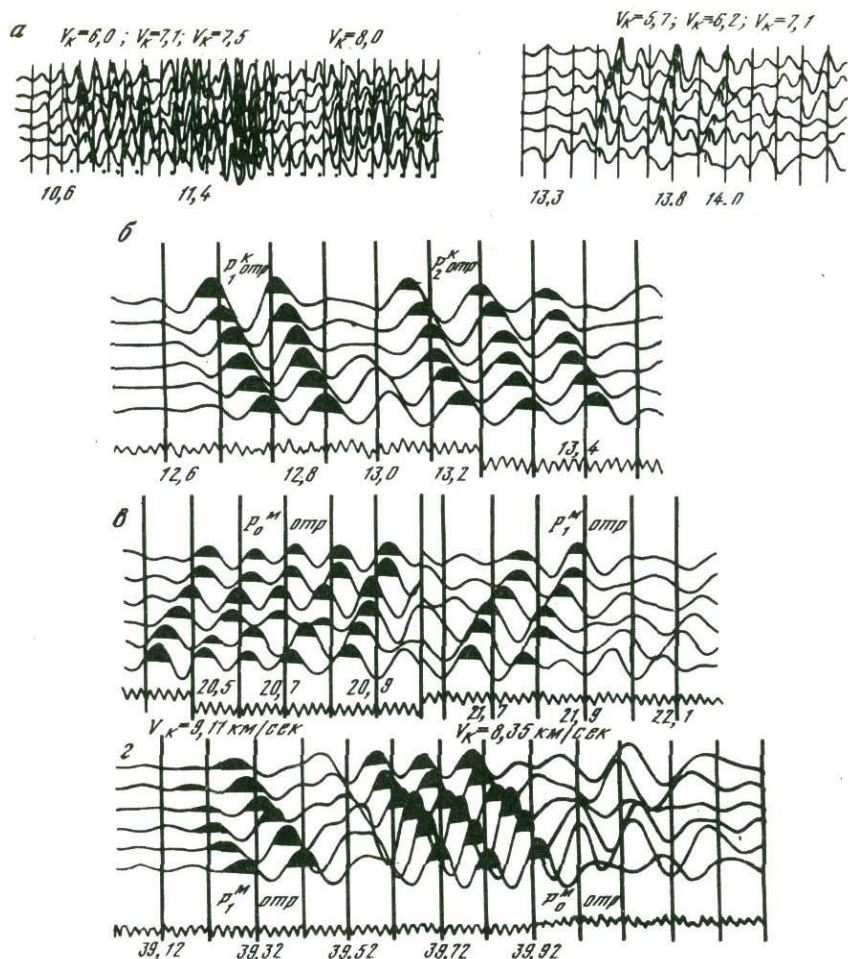


Рис. 35. Типичные сейсмограммы на Сибирской платформе
 а - записи первых волн; б - группа $P_{1,2}^{K, отп}$; в - группа P_0^M до пересечения с годографом волны $P_{1,2}^{K, отп}$; г - то же после пересечения

(рис. 36) следует, что преобладающие частоты всех волн находятся в пределах 8–13 Гц. С увеличением глубины залегания границ раздела частота колебаний понижается (для волн $P_{1,2,3}^{K, отп}$ - 9–13 Гц, P_0^M - 8–9 Гц). С расстоянием частота отраженных волн понижается до 4 Гц на 100 км удаления от источника. У преломленных волн частотный состав с расстоянием не меняется. Эти закономерности подтвердились и на других профилях в Сихотэ-Алине. При более детальном анализе подмечаются закономерности изменения частот и формы спектров локального характера, приуроченные к участкам нарушений или к различным структурам.

На Сибирской платформе частотный состав волн несколько выше что видно из гистограмм распределения частот волн на параметрических профилях X и XIII (см. рис. 36, табл. 7). Особенно большая разница наблюдается между волнами в осадочном чехле P_0^{OC} (14–17 Гц) и кровле консолидированной коры P_0^K (11–13 Гц).

Незначительные различия в частотах волн, не превышающие влияний неоднородностей геологического строения, условий взрыва и приема, не позволяют пользоваться частотным признаком для целей корреляции.

Амплитуды волн подчиняются общим закономерностям, установленным опытным путем и подтвержденным теоретически. Для головных волн в случае толстых слоев ($h/\lambda \geq 2$) на удалении от источника $x \geq x_H$ закон изменения амплитуд описывается выражением $A = A_0/x^2$; в случае тонких слоев ($h/\lambda < 2$) амплитуды изменяются

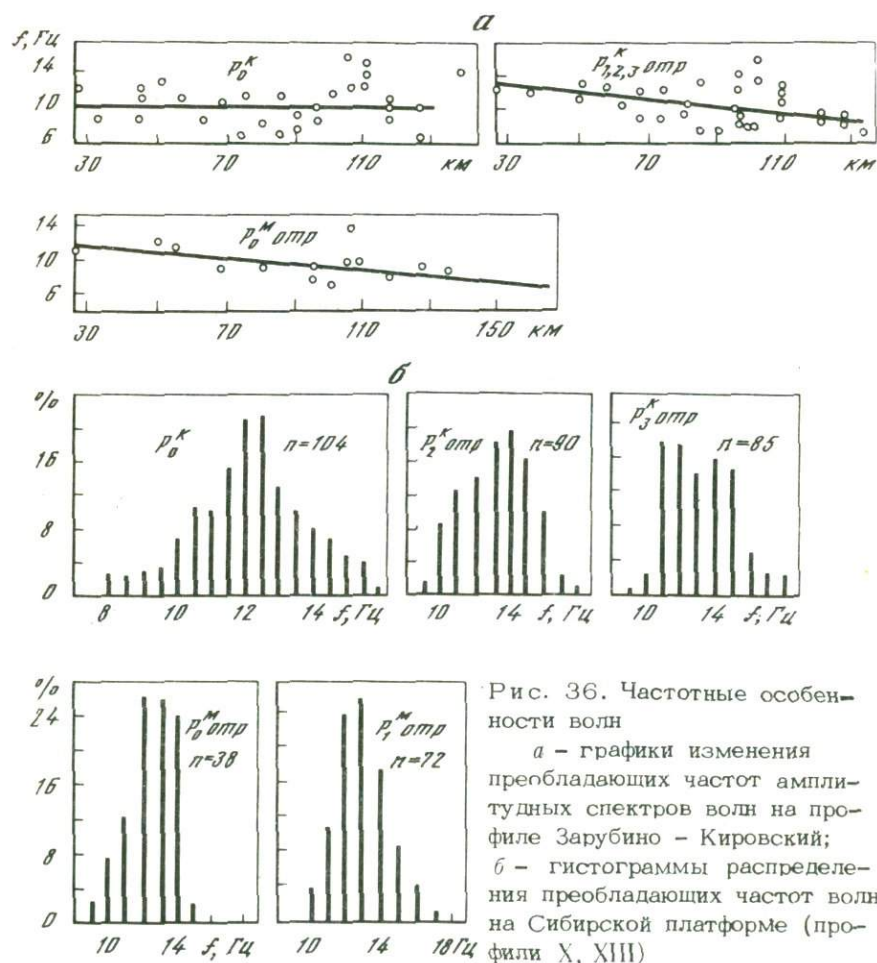


Рис. 36. Частотные особенности волн

а - графики изменения преобладающих частот амплитудных спектров волн на профиле Зарубино - Кировский;
 б - гистограммы распределения преобладающих частот волн на Сибирской платформе (профили X, XIII)

по закону $A = A_0/x^{0,5}$ (Берзон и др., 1962). Для отраженных волн при нормальном падении лучей на плоскую границу

$$A = \frac{1}{h} \frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1},$$

или, учитывая корреляционную зависимость вида $\rho = 1,83 + 0,167v$,

$$A = \frac{1}{h} \frac{v_2 (11 + v_2) - v_1 (11 + v_1)}{v_2 (11 + v_2) + v_1 (11 + v_1)}$$

(Пузырев и др., 1965). Из теории лучевого метода следует, что амплитуды головных волн уменьшаются с увеличением разности скорости на границе раздела, для отраженных волн эта зависимость обратная.

Рассмотрим количественные признаки корреляции волн, основанные на изучении амплитуд.

Характер графиков зависимости амплитуд волн с расстоянием $\lg A = A(x)$. Для преломленных волн амплитудные графики имеют вид нисходящей кривой без характерных точек. Чем меньшим затуханием обладает волна (например, рефрагированная), тем полнее кривая. На рис. 37 приведены примеры амплитудных графиков. На профиле Зарубино-Кировский амплитуды нормировались путем приведения к одинаковым условиям взрыва накладных зарядов в водоемах (A_0). На графики нанесены единичные наблюдения. На остальных профилях в качестве источника возбуждения применялись авиабомбы одного калибра и взрывы производились в одинаковых условиях, поэтому нормировалось только усиление воспроизводящей аппаратуры путем перемножения амплитуд на соответствующие коэффициенты. Влияние неоднородностей строения среды и условий приема исключалось путем осреднения единичных наблюдений на базе 5-10 км. Среднее значение относилось к центру интервала.

Графики $\lg A = A(x)$ для преломленных волн P^{OC} , P_0^{PK} имеют характерную выдержанную форму нисходящих кривых, в семействе которых кривая P^{OC} наиболее крутая, что согласуется с установленным фактом повышенного затухания колебаний в осадочном чехле.

Что касается отраженных волн, то теоретические расчеты для моделей земной коры с границами первого рода (Алексеев, 1962) или с переходным слоем небольшой мощности (Gupta, 1966) показали, что амплитудные графики отраженных волн имеют вид кривой с четко выраженными минимумом и максимумом, приуроченными к определенным расстояниям от источника (областям критических точек). В работе И.С. Берзон с соавторами (1962) приводятся расчеты амплитуд для сильных ($v_{n-1}/v_n \leq 0,75$) и очень сильных ($v_{n-1}/v_n \leq 0,4$) границ первого рода. Сильным границам соответствуют кривые с одним максимумом, очень сильным - с двумя. Вторым максимумом соответствует второму предельному углу $i = \arcsin(v_p/v_{s2})$. Чем сильнее граница, тем больше максимум амплитуд-

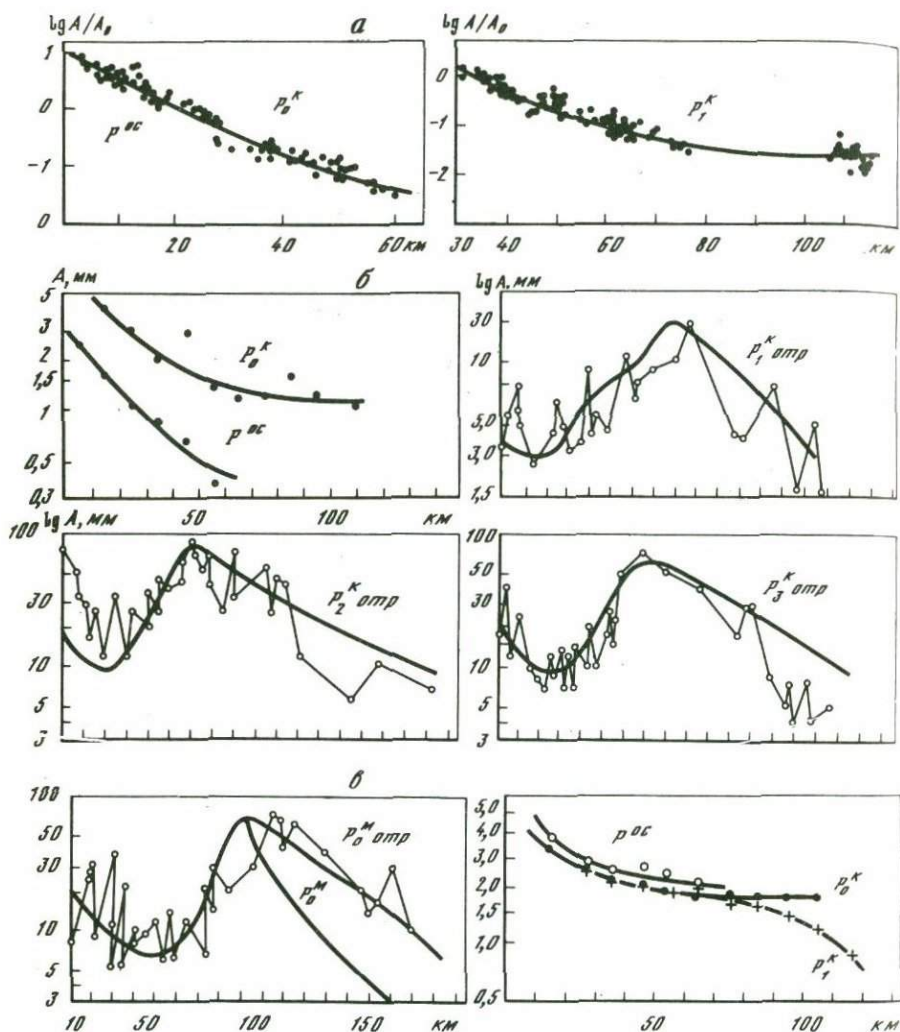
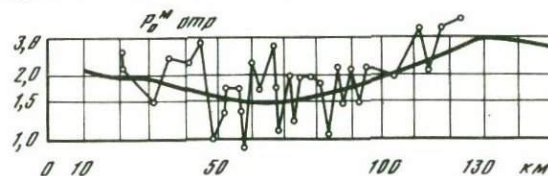
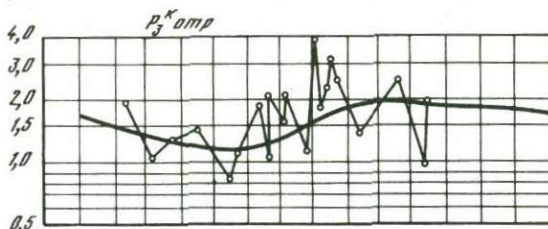
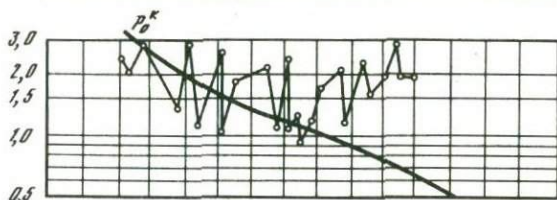


Рис. 37. Амплитудные графики $\lg A = A(x)$

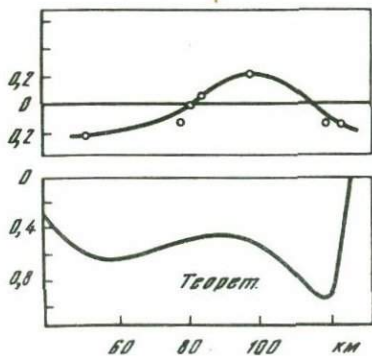
Профили: а - Зарубино-Кировский; б - Литовко-Иннокентьевский (Сихоте-Алинь); в - Жатай-Кельпехтен; Джелинда-Муна (Вилуйская синеклиза); г - Мирный-Шологонцы (Ботубинская седловина), д - изменения отношения амплитуд волн с расстоянием на профиле Бикинг-Беликая Кема

ной кривой. При наличии слоя пониженной скорости над отражающей границей максимум амплитудной кривой резко уменьшается, а область минимума расширяется.

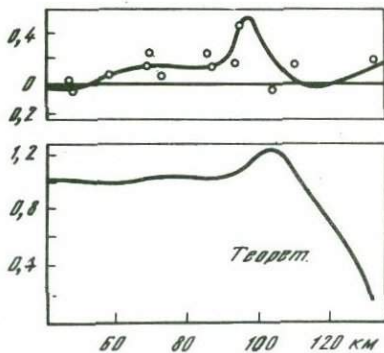
Отношение амплитуд волн в докритической области A_0 к амплитудам в области критической точки $A_{кр}$ обычно меньше или



$\lg A(p_3^K \text{ amp}) / A(p_2^K \text{ amp})$



$\lg A(p_0^M \text{ amp}) / A(p_3^K \text{ amp})$



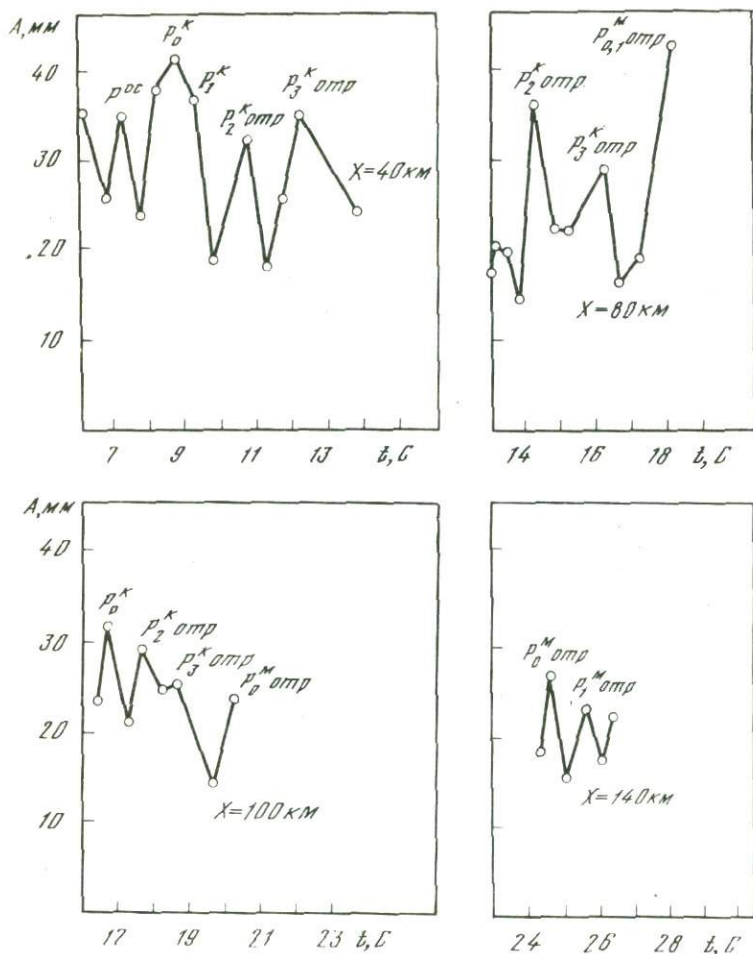
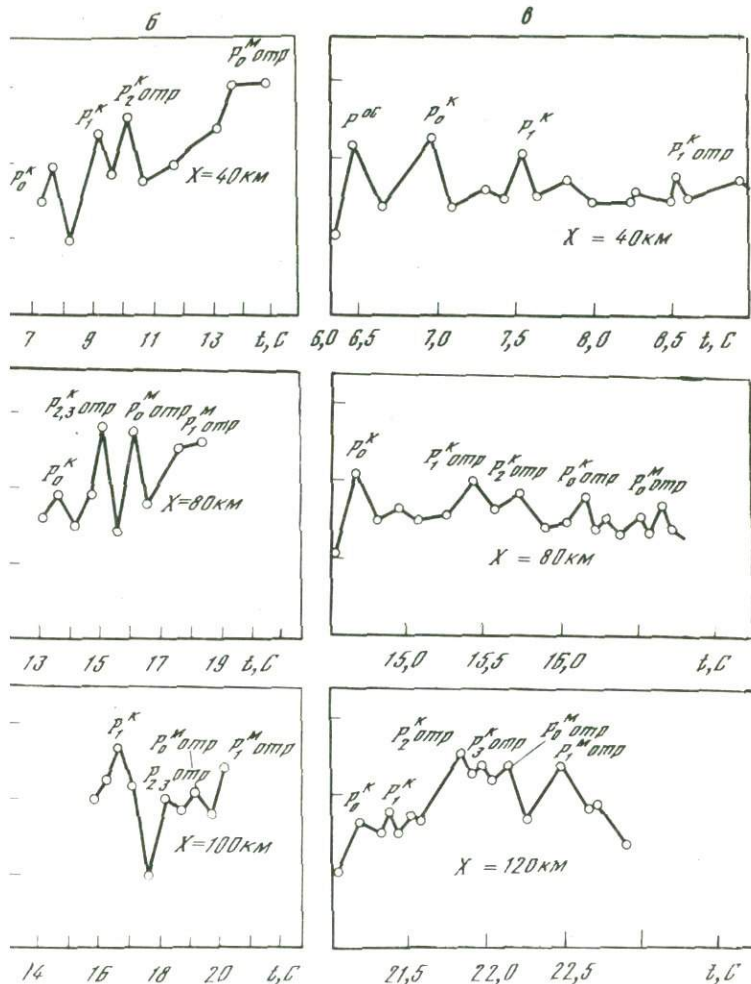


Рис. 38. Графики изменения амплитуд колебаний от времени прихода волн при фиксированных расстояниях от источника

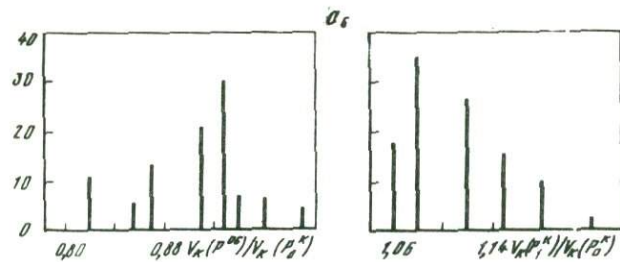
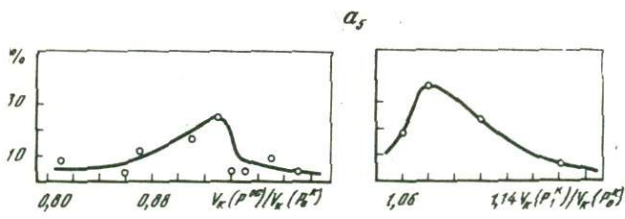
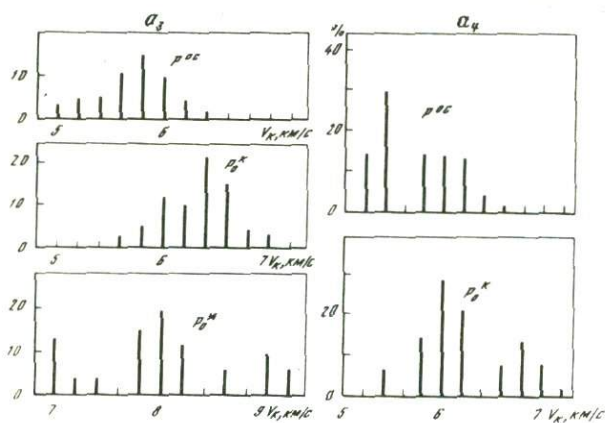
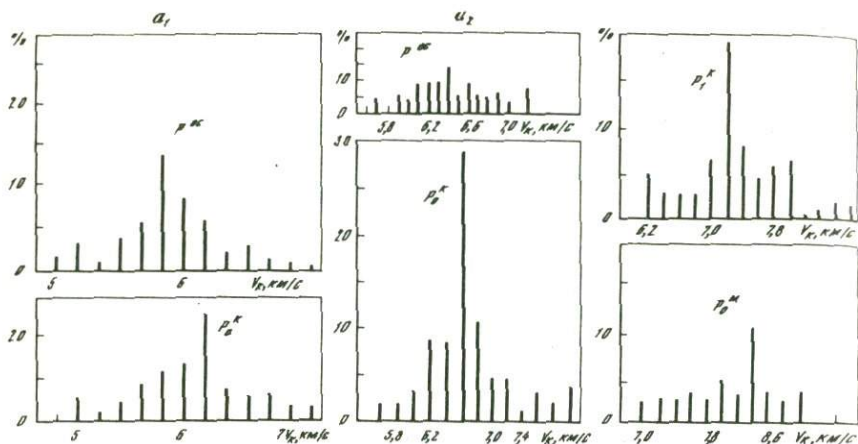
близко к единице. Если же $A_0/A_{кр} > 1$, это указывает на наличие переходного слоя в виде переслаивания тонких слоев с повышенной и пониженной скоростью (Давыдова и др., 1972). Интенсивность головной волны на границе первого рода примерно на один-два порядка меньше интенсивности отраженной волны.

Экспериментальные и теоретические амплитудные кривые по характерным профилям в Сихотэ-Алине и на Сибирской платформе показывают удовлетворительное соответствие расчетных и реальных динамических моделей (см. рис. 37).



Вилуйская синеклиза (профиль Желинда-Муна), б - Ботуоя седловина (Мирный-Шологонцы), в - Сихотэ-Алинь (Литовокентьевский)

целью более детального сопоставления расчетной и реальной сейсмичности привлекаются отношения амплитуд волн ($\lg A_n/A_k, x$). Эти графики позволяют исключить неидентичность каналов аппаратуры и условий установки сейсмоприемников и тем самым отделить динамические особенности участков наблюдений. В докризисной области графики отражений имеют минимум. В области кризисной точки графики имеют максимум, положение которого по отношению к теоретическому указывает на соответствие или расхождение моделей. Динамические приведенные годографы волн (см.



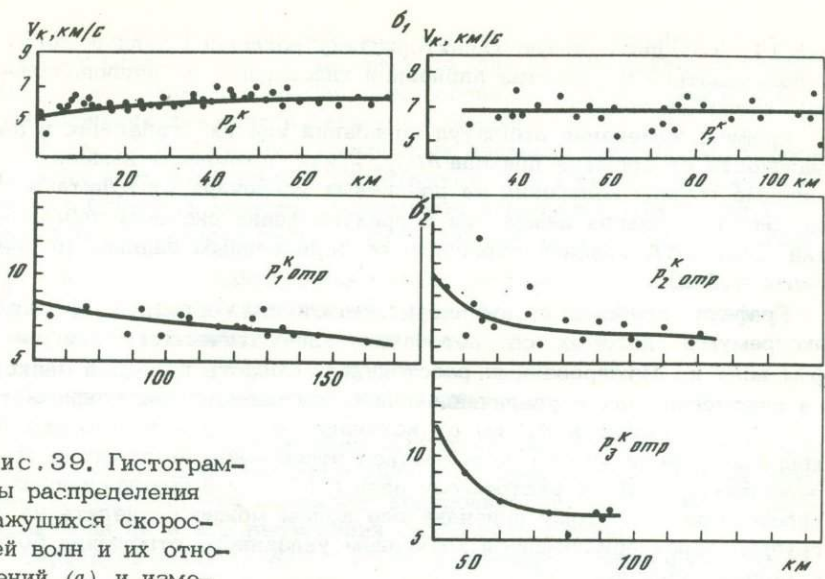


Рис. 39. Гистограммы распределения кажущихся скоростей волн и их отношений (а) и изменение кажущихся скоростей волн с расстоянием (б)

Профили: a_1, b_1 Зарубино-Кировский; a_2, a_5 - Сунтар-Жаттай; a_3, b_2 - Спасск-р. Зеркальная; a_4, a_6, b_3 - Литовко-Иннокентьевский; b_4 - Джелинда-Муна; b_5 - Шологонцы-Мирный; b_6 - X и XII КМПВ

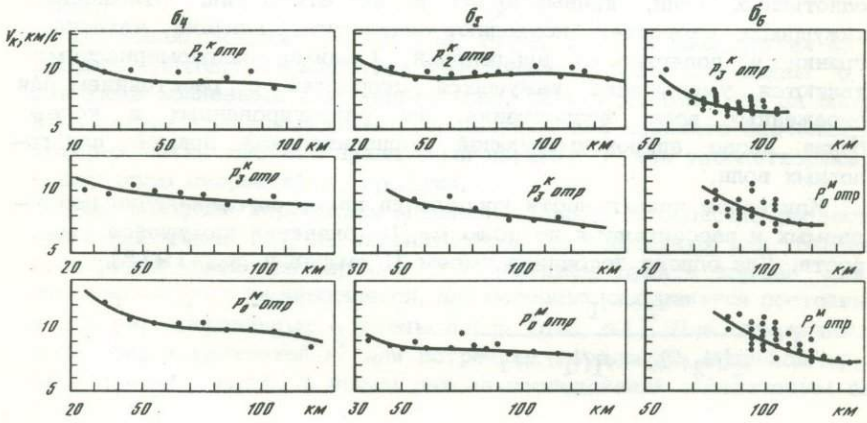
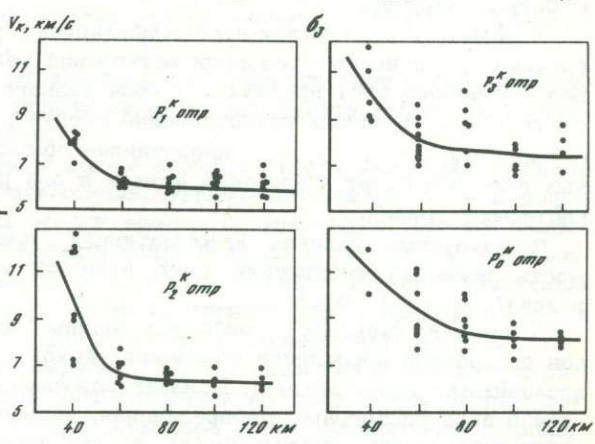


рис.11, 13) дают общую характеристику волнового поля и могут использоваться в качестве априорной информации на первоначальном этапе наблюдений.

Графики изменения амплитуд колебаний или их огибающих в зависимости от времени прихода $A(t)_{x=\text{const}}$ позволяют выделить опорные группы колебаний на различных удалениях от пункта взрыва. Эта информация важна при корректировании системы наблюдений (рис. 38). Графики строились по осредненным данным (в пределах 0.5 с).

Графики огибающих амплитуд имеют пилообразную форму, экстремумы которых соответствуют кинематическим годографам волн на фиксированных расстояниях. Область полезной записи на сейсмограммах с увеличением времени регистрации сокращается от 8 с на удалениях 40 км от источника до 2 с - в 140 км. Для корреляции волн удобно пользоваться отношением экстремума определяемой волны к экстремуму волны P_0^K при фиксированных расстояниях. По этому признаку все волны можно разделить на две группы, характеризующиеся значением указанного отношения больше и меньше единицы.

Взаимное расположение осей синфазности устанавливается по графикам зависимости разности вступлений волн от расстояния. Наиболее устойчив этот признак для волн разного типа от одной и той же границы. Из общих представлений следует, что для головных волн график $\Delta t(x) = [(t_{n+1} - t_n)x]$ представлен прямой линией, для отраженных волн это будет убывающая кривая и для рефрагированных - возрастающая кривая.

В некоторых районах информативной может быть зависимость разности вступлений двух волн от времени первого вступления $(t_{n+1} - t_n) = f(t_k)$.

Кажущаяся скорость является одним из главных признаков дискретной корреляции благодаря тесной связи с природой и поведением границ раздела. Признак кажущейся скорости реализуется в виде гистограмм распределения, кривых отношений v_k двух однотипных волн, кривых $v_k(x)$ и их отношений. Отношения кажущихся скоростей позволяют исключить влияние наклона границ и поверхности наблюдений. Общими закономерностями являются уменьшение кажущихся скоростей с расстоянием для отраженных волн, возрастание для рефрагированных и колебания возле аппроксимирующей горизонтальной прямой для головных волн.

Критерием правильности корреляции является совпадение наблюдаемых и рассчитанных по полю $t(x, l)$ значений кажущейся скорости. Для одного источника имеем (Пузырев и др., 1975)

$$v_k = \frac{l_2 - l_1}{t_2[(l_2/2) - t_1(l_1/2)]}$$

Для отраженных волн кажущиеся скорости на нагоняющих годографах меньше, чем на нагоняемых, для рефрагированных волн эта закономерность обратная, для головных и слаборефрагированных волн значения кажущихся скоростей близки.

На рис. 39 приведены конкретные значения кажущихся скоростей волн и их изменения с расстоянием в изученных районах. Здесь следует отметить наличие максимумов значений и отношений скоростей преломленных волн, постоянство кажущейся скорости волн

P_0^K и P_1^K , изменения кажущейся скорости с расстоянием для отраженных волн и увеличение крутизны графиков $v_k(x)$ отраженных волн с глубиной залегания границ раздела.

Физические (параметрические) признаки

Эта группа признаков определяется по полям времен $t(x)$, $t(x, l)$, $t^2(x, l^2)$. В процессе интерпретации поля времен строились независимо одно от другого, что позволяет контролировать правильность корреляции волн на этапе вычисления скорости и глубин.

Структура полей времен. Поле годографов головных волн многослойной среды имеет вид прямых линий с изломами по числу слоев (Гамбурцев, 1938).

Поле годографов отраженных волн представляет собой семейство гипербол, симметричных относительно пункта взрыва в случае горизонтальной границы.

Поле $t(x, l)$ головной волны изображается в виде криволинейных линий равных баз зондирований. Равным интервалам Δl в фиксированной точке профиля по оси времен соответствуют равные значения Δt . В случае рефрагированных волн Δt со временем уменьшается. Для отраженных волн Δt с возрастанием времени увеличивается. Правильность корреляции проверяют, решая прямую задачу и сравнивая вычисленные поля времен с экспериментальными.

В работе Н.Н. Пузырева (1974) изложены процедуры перехода от одного вида поля времен к другому и приведены многочисленные теоретические примеры. Здесь ограничимся только одним.

На зондированиях 5/6, 10/3а, 9/9а, 9/10 и ряде других на профиле Литовко-Иннокентьевский зафиксированы две волны с близкими волновыми признаками (рис. 40). Принимая обе за опорную и рассчитав граничные скорости, получим два варианта значений, из которых легко выбрать правильный вариант l как удовлетворяющий всему полю скоростей по профилю.

Для контроля корреляции можно использовать свойства разностных годографов. Так, на нагоняющих штрихпунктирных или точечных годографах разность времен с удалением пункта взрыва для отраженных волн увеличивается, для головных сохраняется постоянной, а для рефрагированных — уменьшается (рис. 41). Для отраженных волн график разностей t^2 для встречных годографов аппроксимируется прямой линией. В новом районе исследований эффективным спо-

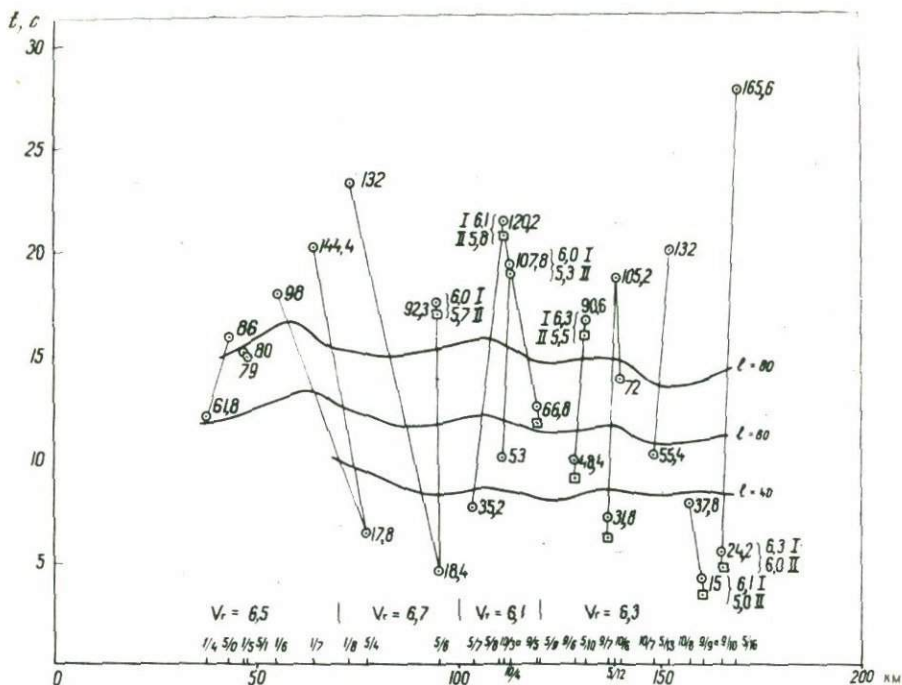


Рис. 40. Поле $t(x, l)$ волны P^K на профиле Литовко-Инноцентьевский
 Цифра I соответствует достоверному варианту корреляции

собом анализа волновой картины, получения общего представления о модели коры и идентификации волн являются их годографы, приведенные к одному пункту взрыва. Приведенные годографы составляются в первом приближении на основании априорной модели коры и уточняются в процессе интерпретации.

Скорости распространения волн ($v_r, v_e, v_{пл}, v_d$). Общие физические представления и опыт сейсмических исследований показывают, что скорости распространения упругих колебаний зависят от глубины залегания, литологии, возраста пород, тектонической приуроченности границ раздела толщ и слоев и отражают особенности строения земной коры. Граничные и эффективные скорости изучены более подробно, чем пластовые и лучевые. Наиболее узкие пределы значений отмечаются для граничных скоростей волн, связанных с кровлей (6,0–6,5 км/с) и подошвой земной коры (8,0–8,2 км/с), и для эффективных скоростей в осадочной толще (3,0–4,5 км/с), а также для коры в целом (5,8–6,5 км/с) (Вольвовский, 1973; Беляевский, 1974). Пластовые скорости характеризуются большим разбросом значений, пределы изменения их перекрываются для различных толщ земной коры, а особенности (аномалии) трудно поддаются однозначному объяснению. Тем не менее по значениям пластовых скоростей намеча-

ется положение границы Конрада в толще земной коры и в соответствии с ее поведением уточняется идентификация внутрикоровых волн.

Эффективная скорость до главных границ раздела в земной коре мало ($\Delta v \leq 0,1-0,3$ км/с) меняется в горизонтальном направлении, и этот признак, особенно когда он согласуется с волновыми, является одним из основных критериев корреляции. Как уже отмечалось выше, возрастание скоростей с глубиной для земной коры в целом является установленным фактом. Поэтому эффективные скорости до глубокозалегающей границы всегда будут выше, чем до мелкозалегающей. Если получен обратный результат, корреляция волн должна быть пересмотрена.

Конкретные значения признаков в изученных районах представлены в табл. 7 и на сейсмических разрезах (см. рис. 48 и 49).

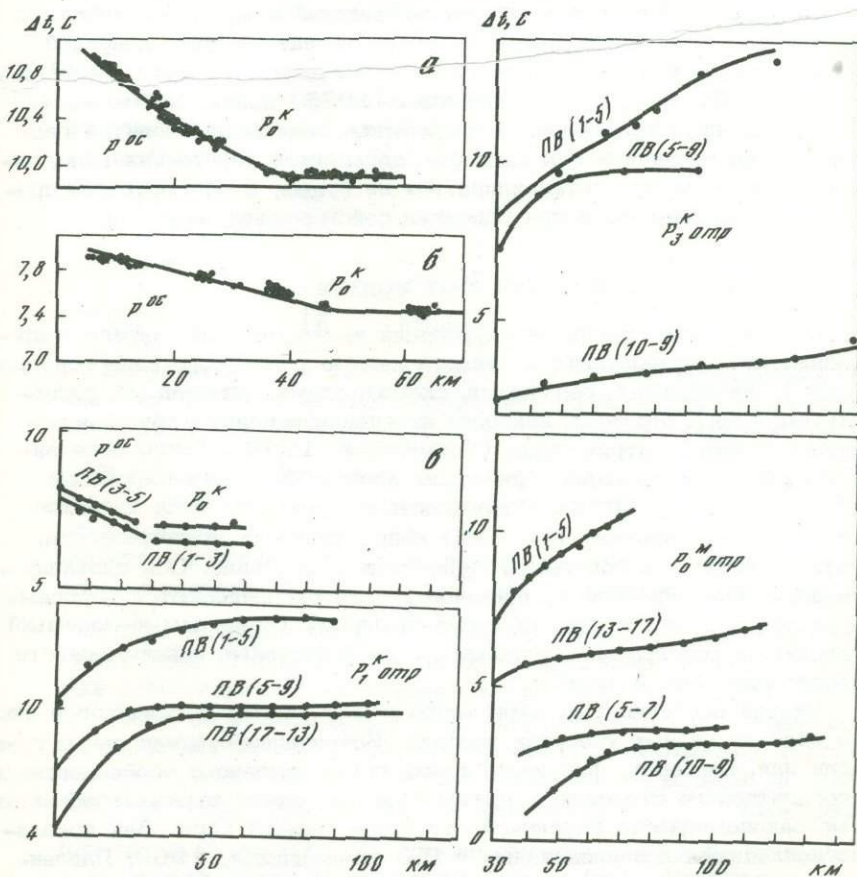


Рис. 41. Разностные годографы нагоняющих ветвей волн на профиле Зарубино-Кировский с пунктов взрыва (ПВ) Ляличи-Тереховка (а), Зарубино-Сидими (б), на профиле Литовко-Иннокентьевский (в)

Геологические признаки

Эта группа признаков составляет основной объем априорной информации и в процессе корреляции волн привлекается для качественных оценок достоверности того или иного варианта. Геологические признаки обычно в виде графиков и гистограмм распределения описывают предполагаемый разрез: вероятные глубины залегания и углы наклона границ, амплитуды поднятий и впадин, их горизонтальные размеры, степень выдержанности границ в горизонтальном направлении, размеры блоков земной коры, наличие разломов и их простирания (на основании гравимагнитных съемок и геокартирования). Геологические признаки имеют существенное значение на начальном этапе — при расчете системы наблюдений, и конечном — при оценке достоверности полученных сейсмических моделей.

Выше при обосновании систем наблюдений приводились примеры геологических признаков регионального характера для Сибирской платформы и складчатой области Сихотэ-Алиня. В работе Н.Н. Пузырева, С.В. Крылова, Б.П. Мишенькина (1975) приведено множество примеров, иллюстрирующих геофизическое содержание понятия геологических признаков как критерия дискретной корреляции волн, поэтому здесь на них останавливаться не будем, а рассмотрение примеров продолжим ниже при описании сейсмических разрезов.

ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ И СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ

В результате групповой корреляции волновые поля, зарегистрированные на зондированиях и представленные различного вида годографами (приведенными, сводовыми, схематичными, одиночными, разностными и др.), отражают наиболее интенсивную волну в группе и поэтому являются штриховыми (Косминская, 1969). Такое поле зарегистрировано на параметрическом профиле Зарубино-Кировский (Аргентов и др., 1976). Особенностью штрихового поля является преобладание коротких (до 5 км) непрерывных осей синфазности, группирующихся в годографы гиперболического вида. Оси синфазности доминирующих волн во временном поле распределяются полосами и аппроксимируются обычно тремя-четырьмя (реже семью-восемью) условными годографами, отражающими объективные закономерности расслоения земной коры.

Второй особенностью штрихового поля является неодинаковое число волн на разных участках профиля. Исчезновение интенсивных групп волн или, наоборот, появление новых групп связано с особенностями геологического строения и, таким образом, также отражает объективные закономерности глубинной структуры земной коры. Как показано последними исследованиями в ГСЗ (Косминская, 1969; Павленкова, 1973) и в сейсмологии (Fuchs, Landisman, 1966), штриховые поля формируются преимущественно докритическими отраженными волнами, образовавшимися на коротких плоских площадках.

Преломленные волны обычно регистрируются в первых вступлениях и связаны с самой верхней частью земной коры. Они не влияют

на отмеченный выше характер поля. В тех случаях когда преломленные волны от промежуточных границ в коре все же регистрируются (Сибирская платформа), они также носят штриховой характер и, как правило, менее интенсивны, чем отраженные.

Таким образом, штриховые поля отражают объективные закономерности строения земной коры, а способ их изображения в виде условных, схематических, приведенных годографов позволяет при последующей обработке выявить эти закономерности с той или иной степенью детальности.

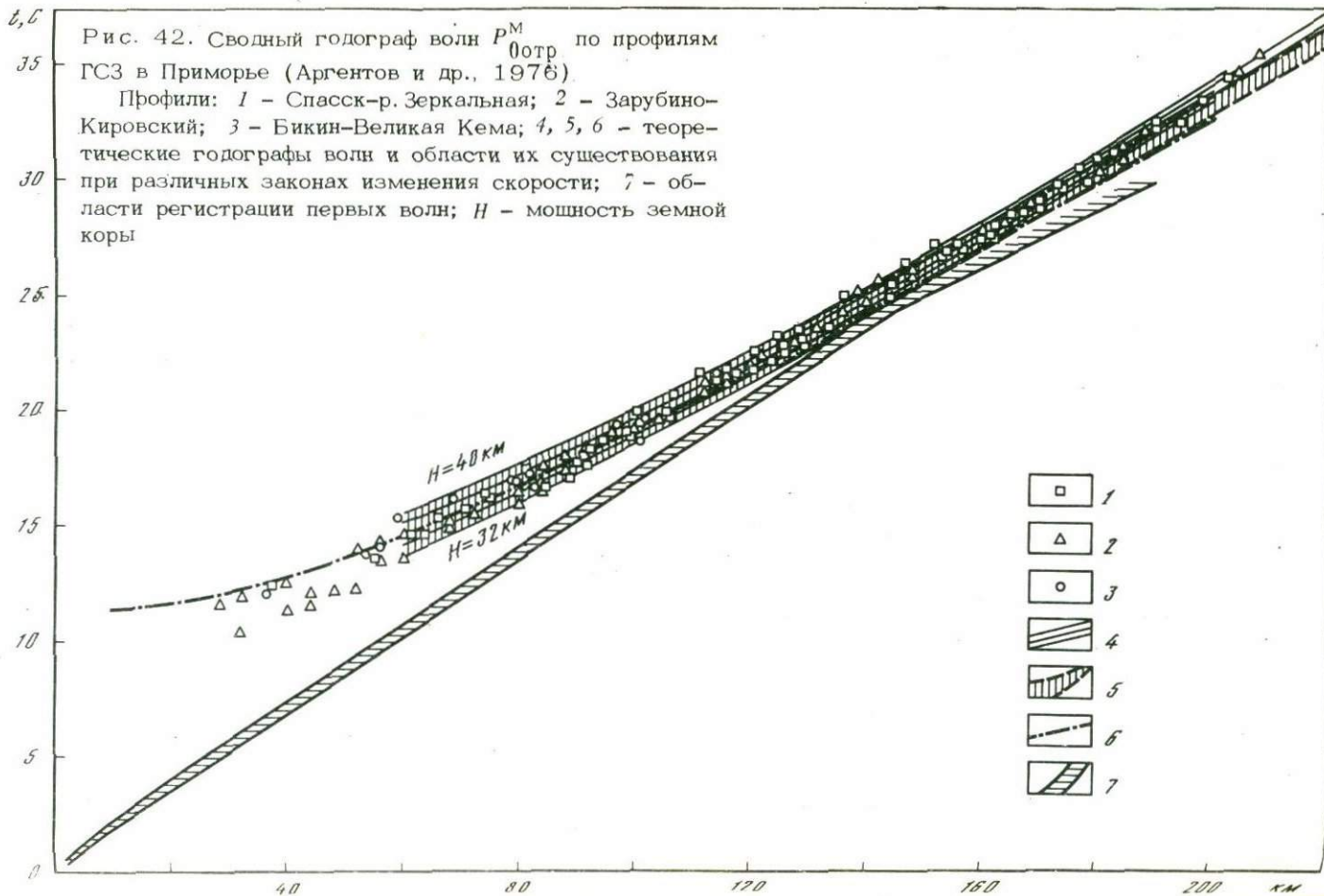
Вначале рассмотрим наиболее простую волновую картину в Сихотэ-Алине на параметрическом профиле Зарубино-Кировский и широтных профилях Спасск-р. Зеркальная и Бикин-Великая Кема. При этом ограничимся кратким описанием волновых полей, отсылая желающих ознакомиться с ними детальней к первоисточникам (Киселева, 1972; Оспанов и др., 1972; Потапьев, Туезов, 1974; Аргентов и др., 1976).

Наблюдения на профиле Зарубино-Кировский выполнены кусочно-непрерывным профилированием с шести пунктов взрыва и с максимальной длиной годографа 220 км:

$$\bar{q} \begin{vmatrix} \Delta l & \Delta l \\ \Sigma S - \Sigma D \\ n & n \end{vmatrix} \begin{vmatrix} l, l_2 \\ \bar{p} & 60-70 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 340 & 4 \\ \Sigma S - \Sigma D \\ 6 & 48 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} 0,220 \\ 0 \end{vmatrix}$$

На удалениях до 120 км от пункта взрыва, последовательно сменяя друг друга, в первых вступлениях регистрируются слаборефрагированные волны $P_0^C, P_0^K, P_{1,2}^K$. Наиболее выдержанной из них является волна P_0^K , преломленная на поверхности консолидированной коры. По интенсивности первые волны примерно на протяжении 50 км от источника доминируют на сейсмограммах, далее амплитуды выравниваются и после 100 км на записи выделяются волны в последующих вступлениях $P_{1,2,3}^K \text{ отр}, P_0^M, P_{0 \text{ отр}}^M$. Преломленные волны на участках Ханкайского массива коррелируются с перерывами, причем смены волн сопровождаются резким затуханием первых волн, которые в последующих вступлениях не прослеживаются.

Волны во вторых вступлениях, как коровые, так и мантийные, на удалениях до 50-70 км прослеживаются неуверенно, в результате чего обеспечивается только групповая корреляция, а далее 150 км вообще прослеживается одна волна $P_{0 \text{ отр}}^M$. Волна преломления на подошве коры P_0^M прослеживается с 170 км от источника, и по интенсивности соизмерима с фоном (рис. 42). Замечено, что в синклиниях (например, Суйфунском) волновая картина упрощается за счет лучшей разрешенности глубинных отражений, которые начинают уверенно коррелироваться уже с 25 км от источника (Аргентов и др., 1976).



На широтных профилях в южной части Сихотэ-Алиня осуществлены следующие системы наблюдений. На профиле Спасск-р. Зеркальная - обращенная система пунктирного профилирования с чередованием источников через 5-7 км вдоль линии наблюдений и с шестью стационарными сейсмостанциями:

$$\bar{q} \left| \begin{array}{cc} \Delta l & \Delta l \\ \sum S - \sum D & \sum S - \sum D \end{array} \right| \begin{array}{c} l_1, l_2 \\ \bar{p} \end{array} = \left| \begin{array}{cc} 277 & 277 \\ \sum S - \sum D & \sum S - \sum D \end{array} \right| \begin{array}{c} 0,250 \\ 25-30 \end{array}$$

На профиле Бикин-Великая Кема - симметричная система дифференциальных зондирований с чередованием через 10 км пунктов взрыва и приема:

$$20 \left| \begin{array}{cc} 240 & 240 \\ \sum S - \sum D & \sum S - \sum D \end{array} \right| \begin{array}{c} 10,150 \\ 20 \end{array}$$

На обоих профилях выделено семь групп волн, аналогичных описанным выше (см. рис. 13). Характерным для них является более ранняя "стабилизация" коровых отражений (30-40 км от источника). Как и на Ханкайском массиве, в синклиниях запись полнее за счет прослеживания первых волн во вторых вступлениях. В то же время запись отдельных групп значительно сложнее, чем в области антиклинориев. Особенно сильно усложняется запись волны P_0^k .

Следующей отличительной особенностью является наличие преломленных поперечных волн. На профиле Бикин-Великая Кема их интенсивность настолько велика, что представилось возможным обработать их наряду с продольными волнами (Аргентов и др., 1976). Здесь этот вопрос, как имеющий самостоятельное значение, рассматривать не будем.

Северный широтный профиль Литовко-Иннокентьевский также наблюдался по симметричной системе дифференциальных зондирований. Остановимся на его описании подробно. Профилем протяженностью 450 км с запада на восток пересечены Ванаданский антиклинорий, Средне-Амурская впадина, Центральный Сихотэ-Алинский антиклинорий, Восточно-Сихотэ-Алинский синклиорий, Иннокентьевский антиклинорий.

При анализе волновой картины исходили из предположения о существенно различном глубинном строении Средне-Амурской впадины и складчатых структур Сихотэ-Алиня. Были составлены приведенные годографы, относящиеся к этим участкам. Первый годограф (западный участок) включает зондирования с 0 по 10, второй (восточный) - с 10 по 27 (рис. 43, вкладка).

На западном участке протяженность приведенного годографа составляет 176 км. В общих чертах волновая картина по нему сводится к следующему. Вблизи пункта взрыва регистрируется волна

P_1^{OC} с кажущейся скоростью 2,5 км/с, которую на первых километрах от пункта взрыва сменяют последующие волны $P_{2,3}^{OC}$ с большими скоростями, объединенными в группу "осадочных" волн P^{OC} с кажущейся скоростью по сводовому годографу 5,5 км/с. Граничная скорость на западном участке меняется в пределах 5,4–5,6 км/с. Волна P^{OC} прослеживается в первых вступлениях на протяжении 30–50 км от источника, во вторых вступлениях она опознается по кажущейся скорости только на участках погружения соответствующей преломляющей границы.

На удалении в 60–70 км в первые вступления выходит волна P_0^K , связанная с кровлей консолидированной коры. Кажущаяся скорость ее по сводному годографу равна 6,2 км/с, граничная скорость в пределах 5,6–6,2 км/с. Волна затухает на удалениях около 120 км. До выхода в первые вступления волна P_0^K наблюдается во вторых вступлениях сразу же за "осадочной" группой волн.

С 20 км во вторых и со 120 км в первых вступлениях можно видеть еще одну группу преломленных волн P_1^K . Это, пожалуй, наименее выразительная волна, поскольку область ее регистрации находится между такими интенсивными группами волн, как P_1^K и $P_{2\text{отр}}^K$. Тем не менее волна P_1^K прослеживается на значительном отрезке годографа и опознается по кажущейся скорости 6,4 км/с и граничным скоростям 6,4–6,9 км/с. Во вторых вступлениях на удалениях порядка 50–100 км волна P_1^K интенсивнее первых двух преломленных волн и отличается от них большим периодом записи.

В 130–140 км от пункта взрыва в первые вступления выходит волна P_0^M – преломленная на границе Мохоровичича. Она характеризуется кажущейся скоростью около 8 км/с и периодом записи 0,1 с. В первых вступлениях волна P_0^M выделена на зондированиях с базами более 130 км, но в последующей части записи ее можно наблюдать гораздо чаще в виде слабого колебания, предшествующего интенсивной волне $P_{0\text{отр}}^M$. В целом зарегистрированная область прослеживания волны P_0^M составляет не менее 120–180 км.

В последующей части записи от 30–40 км от пункта взрыва и до конца сводного годографа регистрируется с преобладающей интенсивностью на сейсмограммах пакет колебаний, образованный несколькими устойчивыми группами волн, отраженных от коровых и верхнемантийных границ раздела. Кажущиеся скорости коровых волн $P_{1,2,3\text{отр}}^K$ на асимптотических удалениях более 120 км соответственно равны 5,9, 6,1 и 6,2 км/с. Временной интервал между ними постепенно сокращается от 1,5 с у пункта взрыва до 0,26 с на конце годографа. Форма годографов гиперболическая, амплитуды закономерно уменьшаются с расстоянием. Период записи составляет в среднем 0,09 с и одинаков для всех волн в группе.

Наиболее выразительной волной в этой группе является $P_{3 \text{ отр}}^K$, что определяется лучшей разрешенностью записи во времени и несколько большей интенсивностью. По интенсивности записи волны $P_{1 \text{ отр}}^K$ соизмеримы, а волна $P_{2 \text{ отр}}^K$ имеет меньшую амплитуду и значительно хуже выделяется на записи вследствие неблагоприятной области регистрации, приходящейся по времени на зоны интерференции других волн в группе.

На больших временах наблюдается группа верхнемантийных отражений, которая начинается самой интенсивной из первых по времени на сейсмограммах волной — $P_{0 \text{ отр}}^M$, связанной с поверхностью Мохоровичича. Эта волна регистрируется с 30 км от пункта взрыва до конца годографа в последующих вступлениях. На отдельных сейсмограммах далее 150 км от источника, когда не удается выделить преломленную волну от поверхности Мохоровичича, волна $P_{0 \text{ отр}}^M$ наблюдается первой. Кажущаяся скорость ее на асимптотических удалениях равна 7,6 км/с, период записи 0,08 с. Наиболее разрешенная и выразительная запись волны $P_{0 \text{ отр}}^M$ наблюдается в интервале 50–100 км и далее 150 км от пункта взрыва.

Верхнемантийные волны $P_{1,2 \text{ отр}}^M$ по характеру записи, интенсивности, периоду мало отличаются от предыдущей группы. Некоторое различие можно подметить лишь на более высокой асимптотической скорости, равной соответственно 8,3–9 км/с и более. Как правило, в группе наблюдаются две волны — $P_{1 \text{ отр}}^M$ и $P_{2 \text{ отр}}^M$.

Группа коровых волн, распространяющихся с меньшей скоростью, чем мантийные, в интервале 110–150 км образует с ними зону интерференции, после которой вся эта группа регистрируется позже волны $P_{0 \text{ отр}}^M$, а не затухает, как это принято считать. Интенсивность коровых отражений $P_{1,2,3 \text{ отр}}^K$ за зоной интерференции достаточно велика по сравнению с микросейсмами. Соотношение интенсивности волн $P_{1,2,3 \text{ отр}}^K$ и $P_{0 \text{ отр}}^M$ до зоны интерференции и после нее сохраняется постоянным в пределах 0,83.

Установление факта регистрации коровых отражений на значительных удалениях от пункта взрыва повышает детальность картирования промежуточных границ раздела в земной коре, обогащает информацию о ней и позволяет более полно представить волновую картину в целом. Этот факт имеет также теоретическое значение при обсуждении вопроса о природе границ раздела в земной коре.

Восточный участок профиля Литовко–Иннокентьевский по геологическому строению резко отличается от западного. Платформенные условия последнего с относительно слабой неоднородностью разреза в горизонтальном направлении и значительными по величине блоками земной коры восточнее зондирования 10 сменяются зоной интенсивного смятия складчатых сооружений Сихотэ–Алиня с развитием

глубинных региональных разломов (Западный и Восточно-Сихотэ-Алинский) и серии приповерхностных нарушений. Размеры горизонтальных неоднородностей и блоков земной коры резко сокращаются, с поверхности наблюдается частая смена геологических формаций. Сложность геологического строения восточного участка профиля отражается в характере волновой картины и затрудняет корреляцию сейсмических волн.

Сводный годограф на восточном участке имеет "ступенчатую" форму, годографы волн по разным границам незакономерно сдвинуты относительно соседних зондирований до 1,5 с. С увеличением глубины залегания границ раздела временные сдвиги годографов уменьшаются до 0,5 с. "Ступеньки" годографов появляются независимо от величины баз зондирований, и все они приурочены к известным нарушениям. В ряде случаев наблюдаются интенсивные боковые волны, не коррелирующиеся с опорными отражениями. Обычно такие волны можно видеть в последующих вступлениях, но иногда они приходятся и на начальную часть записи.

Кинематические отличия сводного годографа на восточном участке заключаются в несколько меньшем общем уровне времени (до 0,5 с) всего годографа и больших значениях кажущихся скоростей волн, особенно коровых. Это явление вполне отвечает геологическим особенностям участка с широко развитым магматизмом и глубоким метаморфизмом пород. Из общих различий отметим также низкую общую интенсивность колебаний, в результате чего коровые волны далее 140 км не прослежены.

Рассмотрим особенности отдельных волн. Волна P^{0c} характеризуется такой же областью прослеживания, как и на западном участке, кажущаяся скорость ее на сводном годографе равна 5,8 км/с, граничные скорости 5,4–5,8 км/с, период 0,1 с, форма записи простая. Во вторых вступлениях ее выделение, в отличие от предыдущего района, невозможно.

Волна P_0^K характеризуется кажущейся скоростью 6,3 км/с, граничные скорости изменяются в пределах 6,1–6,3 км/с, затухание волны сильное, амплитуда ее на протяжении 80 км от пункта взрыва уменьшается втрое. Выход волны в первые вступления наблюдается с 50–60 км, форма записи сложная и представлена двумя и более плохо разрешенными колебаниями. На удалениях более 70 км от пункта взрыва волны P_0^K и P_1^K образуют общий волновой пакет, в котором волна P_0^K выделяется характерным вступлением на записи и увеличением отношения амплитуд ее и волны P_1^K с расстоянием. В зоне интерференции запись пакета волн многообразная, переходящая без видимых перерывов к группе отраженных волн. Каких-либо особенностей формы записи преломленных волн на участках резкого изменения геологического строения не замечается.

Волна P_1^K на восточном участке прослеживается до 130 км; причем неуверенно и с перерывами. В дальней части годографа она отмечается в первых вступлениях, в начале годографа – в после-

дующих вступлениях с кажущейся скоростью 6,5 км/с. Период записи и амплитуда такие же, как и у предыдущей группы.

Группа коровых отражений $P_{1,2,3}^K$ отр характеризуется кажущимися скоростями составляющих ее волн соответственно 7,0, 7,1 и 7,3 км/с (на асимптотических удалениях от пункта взрыва). Волна $P_{3\text{отр}}^K$ — наиболее интенсивная, период ее записи равен 0,1 с. Кинематические особенности этой группы отмечены выше. Наибольшую выразительность записи можно наблюдать в интервале 70–120 км от пункта взрыва.

Мантийные волны представлены исключительно отражениями P_0^K отр. Преломленная волна наблюдается на отдельных сейсмограммах в качестве слабого неразрешенного колебания впереди волны P_0^M отр. Волна $P_{0\text{отр}}^M$, как и повсюду, выделяется на записи как первое наиболее интенсивное колебание с асимптотической скоростью 7,6 км/с. Интенсивность записи мантийных волн выше, чем на западном участке. Область максимальных амплитуд и лучшая разрешенность записи наблюдаются на участке 70–120 км от пункта взрыва. Следующие две волны $P_{1,2\text{отр}}^M$ несколько слабее волны P_0^M отр или соизмеримы с ней. На больших удалениях эти колебания становятся более интенсивными. Период записи для мантийных волн близок к 0,08 с. В последующей части записи можно наблюдать эпизодически еще одну-две группы отражений, но регулярно по участку они не прослеживаются.

На Сибирской платформе в качестве параметрических наблюдений привлекались данные по профилям КМПВ X, протяженностью 167 км, проложенному в северо-северо-западном направлении от пос. Покровск, и XIII — длиной 155 км по линии Жатай-Бердигестях, а также результаты наблюдений ГСЗ (Потапьев, 1974 в) со сгущением пунктов взрыва между последними двумя населенными пунктами (см. рис. 10).

Профили КМПВ изучались непрерывным профилированием по схеме встречных и нагоняющих годографов длиной до 136 км, участок Жатай-Бердигестях — пунктирным профилированием. Волновая картина на южном борту Виллюйской синеклизы, и которому приурочены профили, показана на рис. 44 (см. вкладку). Волна P^{OC} является преломленной на поверхности песчано-глинистой толщи мезозойских отложений или карбонатных осадков нижнего палеозоя. Волна интенсивная, представлена двух-трехфазным колебанием с видимым периодом 0,07 с. В первые вступления выходит на удалениях 2–3 км от источника, сменяя более низкоскоростные волны этой же "осадочной" группы. В депрессиях фундамента волну P^{OC} можно наблюдать в последующих вступлениях. Волна P^{OC} становится нерегулярной на участках мелкого залегания поверхности фундамента и на ряде площадей выделена локально.

Слаборефрагированная волна P_0^K связана с кровлей консолидированной коры и характеризует архейский фундамент Сибирской платформы (Потапьев, 1974 в). В первые вступления она выходит на расстояниях 30–40 км от источника и прослеживается до 100 км.

Кажущиеся скорости волны изменяются в пределах 6,0–6,5 км/с, видимые периоды записи равны 0,07–0,08 с, запись по форме многофазная, зачастую интерференционная, годографы нагоняющие, практически параллельны и прямолинейны. Вертикальный градиент $t(x, l)$ выдержанный.

На больших временах (7–28 с) волне P_{0n}^k соответствует низкоскоростная волна $P_{0(s)}^k$, кажущиеся скорости которой по наклону прямолинейного годографа составляют 3,5–3,8 км/с, граничная – 3,6 км/с, преобладающая частота 6–10 Гц. Волна $P_{0(s)}^k$ является поперечной, преломленной на поверхности фундамента.

Волна P_1^k на параметрическом профиле XIII приурочена к преломляющей границе в толще фундамента и характеризуется граничной скоростью 6,4–7,0 км/с, видимые частоты равны 11–13 Гц. Интервал прослеживания ее в первых вступлениях на профиле XIII изменяется от 20 до 130 км и сильно зависит от геологического строения. На профилях ГСЗ волна P_1^k видна в основном во вторых вступлениях и в первые выходит только в конце интервала наблюдений. Годограф ее прямолинеен (см. рис. 44). В целом преломленные волны по интенсивности, продолжительности записи, частотам близки между собой. Основным критерием их разделения являются кажущиеся скорости.

Следующие две группы волн $P_{1отр}^k$ и $P_{3отр}^k$ регистрируются во вторых вступлениях в интервале 30–170 км, характеризуются резким изменением интенсивности записи на разных участках наблюдений, их видимые периоды равны 0,1–0,12 с. Корреляция волн в группе затруднена многообразностью записи и большим числом осей синфазности. Подразделение колебаний в диапазоне 7–15 с на группы является условным. Годографы имеют гиперболическую форму. Кажущиеся скорости закономерно убывают с расстоянием. Все это указывает на принадлежность их к классу отраженных волн. Волна $P_{2отр}^k$ является первой и наиболее интенсивной волной с высокой кажущейся скоростью, следующей за группой преломленных волн. Между ними имеются еще колебания также с высокой кажущейся скоростью, но с меньшей амплитудой – $P_{1отр}^k$. На разных участках при корреляции возможен переход с одной группы на другую. Волна $P_{2отр}^k$ связана с границей внутри консолидированной коры, залегающей на глубинах 8–16 км (табл. 8).

Волна $P_{3отр}^k$ интенсивнее предыдущей, видимые частоты записи изменяются в пределах 8–13 Гц, кажущиеся скорости уменьшаются с расстоянием от 10 до 6,8 км/с, глубина отражающих площадок изменяется в диапазоне 14–27 км. Эта группа выделена уверенней предыдущей, коррелируется надежней, особенно на участках погружения фундамента (Кемпендяйская впадина).

Между группами $P_{2,3отр}^k$ наблюдаются эпизодически еще две–три группы колебаний, зачастую с преобладающей интенсивностью, но регулярное поле времен по ним построить не удастся. Наличие таких колебаний осложняет процесс корреляции опорных волн. В работе Г. Д. Бабаяна с соавторами (1975) указанные промежуточные группы отражений связывают с наличием переходного слоя внутри коры.

Группы $P_{0\text{отр}}^M$ и $P_{1\text{отр}}^M$ связаны с отражающими границами в мантии. Отличительной особенностью мантийных волн является преобладающая интенсивность и выдержанность формы записи. Они прослеживаются во вторых вступлениях с 40–50 км до максимальных удалений, но лишь с 70 км становятся доминирующими. Годограф волн имеет гиперболическую форму, кажущиеся скорости уменьшаются с расстоянием от 12 до 7,5 км/с, видимые частоты равны 8–12 Гц (см. рис. 35). В закритической области с увеличением расстояния интенсивности волн в группе меняются, а именно: волны $P_{1,2\text{отр}}^M$ становятся интенсивнее волн $P_{0\text{отр}}^M$. Это соотношение, а также форма записи сохраняются за зоной пересечения годографов. Волна $P_{1\text{отр}}^M$ опережает волну $P_{0\text{отр}}^M$ на удалениях 240–250 км от источника. Зона интерференции этих волн занимает интервал 200–250 км, в ней фазовая корреляция становится затруднительной.

В интервале 180–250 км и далее на временах 28–37 с в первых вступлениях наблюдается малоинтенсивное с простой формой записи разрешенное колебание – волна P_0^M . Это слаборефрагированная волна, связанная с кровлей верхней мантии. Годограф ее прямолинеен, кажущаяся скорость меняется от 8,0 до 8,5 км/с, граничная скорость 8,2 км/с. Волна P_0^M выделяется на записи эпизодически, только при низком фоне микросейсм.

Если рассмотреть волновую картину в целом, то приведенные годографы по положению на оси времен можно подразделить на три группы. В первую войдут годографы профилей Жатай–Сунтар и Мирный–Русская Речка (см. рис. 44, а, в), годографы их совпадают до 0,5 с. Сюда же следует отнести и профиль Мирный–Шологонцы, годографы которого совпадают с первыми двумя с точностью до 1 с. Вторую и третью группы образуют годографы центральной части профиля Джелинда–Муна (район Вилюйской синеклизы) и его северного и южного окончаний (районы Верхоянского прогиба и Алданской антеклизы). Годографы этого профиля по отношению к годографам первой группы смещены вверх по оси времени на 2–3 с. Между собой они различаются только областями регистрации мантийных волн, которые в Вилюйской синеклизе начинают прослеживаться на 40 км ближе (см. табл. 8).

Сделаем несколько замечаний о природе регистрируемых волн. Природа первых волн на профилях в Сихотэ–Алине отчетливо устанавливается по графикам зависимости разности времен от расстояния для встречных и нагоняющих годографов. Например, на рис. 41 разностные годографы первых волн на профиле Зарубино–Кировский аппроксимируются прямыми линиями, имеющими наклон в начальной части графика и горизонтальное положение в последующей. Такой же вид имеют графики первых волн на профиле Литовко–Иннокентьевский. Разностные графики нисходящего вида характеризуют рефрагированные волны, какими являются прямые и преломленные волны вблизи пункта взрыва. Точки излома графиков $\Delta t(x)$ характеризуют области смены волн в первых вступлениях, соответствующих разным границам. Горизонтальная часть графика характеризует головные волны

Таблица 8 Характеристика волновых полей

| Наименование профилей и пересеченных ими структур | Индексы групп волн | Область регистрации от пункта взрыва, км | Интервал прослеживания в первых вступлениях, км | Интервал прослеживания в последующих вступлениях, км | Кинематические | |
|--|---------------------|--|---|--|------------------------|--|
| | | | | | Времена регистрации, с | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | |
| Параметрический профиль Зарубино-Кировский (Туманган-Суйфунский антиклинорий) | p^{oc} | 20-30 | 20-30 | - | 0-2 | |
| | p_0^k | 20-60 | 20-50 | 40-60 | 2-15 | |
| | p_1^k | 40-100 | 50-100 | 40-50 | 4-18 | |
| | p_2^k | 70-120 | 100-120 | 70-100 | 5-23 | |
| | $p_{1\text{отр}}^k$ | 25-150 | 120-140 | 25-150 | 8-25 | |
| Сунфуйский синклиниорий, Ханкайский массив) | $p_{2\text{отр}}^k$ | 30-150 | 120-150 | 30-150 | 9-25 | |
| | $p_{3\text{отр}}^k$ | 30-150 | 120-150 | 30-150 | 10-30 | |
| | $p_{0\text{отр}}^M$ | 40-190 | 150-170 | 40-10 | 12-35 | |
| | p^M | 170-190 | 170-190 | - | 25-30 | |
| | p^{oc} | 0-54 | 0-10 | - | 1,5-4 | |
| Бикин-Великая Кема (Алчанский синклиниорий) | p_0^k | 8-80 | 8-80 | - | 1,5-17 | |
| | p_1^k | 80-130 | 80-130 | - | 6-22 | |
| | $p_{1\text{отр}}^k$ | 35-120 | - | 35-120 | 5-21 | |
| Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, Арму-Бикинский синклиниорий, Калумбинский антиклинорий, Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, Прибрежный антиклинорий) | $p_{2\text{отр}}^k$ | 30-130 | - | 30-130 | 7-23 | |
| | $p_{3\text{отр}}^k$ | 30-150 | - | 30-130 | 9-24 | |
| | p_0^M | 40-130 | - | 40-130 | 10-24 | |
| | $p_{1\text{отр}}^M$ | 40-130 | - | 40-130 | 11-25 | |
| | p^{oc} | 0-80 | 0-50 | 50-80 | 0-6 | |
| Литовко-Иннокентьевский (Ванданский антиклинорий, Средне-Амурская впадина, | p_0^k | 50-120 | 60-120 | 50-60 | 2-20 | |
| | p_1^k | 50-140 | 120-140 | 50-100 | 10-25 | |
| | $p_{1\text{отр}}^k$ | 20-180 | - | 20-180 | 6-31 | |
| Центральный Сихотэ-Алиньский антиклинорий, Восточно-Сихотэ-Алиньский синклиниорий, Иннокентьевский антиклинорий) | $p_{2\text{отр}}^k$ | 20-18 | - | 20-180 | 7-31 | |
| | $p_{3\text{отр}}^k$ | 20-180 | - | 20-180 | 8-31 | |
| | p_0^M | 120-180 | 130-180 | 120-140 | 22-30 | |
| | $p_{0\text{отр}}^M$ | 30-180 | 150-180 | 30-120 | 13-30 | |
| | $p_{1\text{отр}}^M$ | 30-180 | - | 30-180 | 16-30 | |
| Параметрический профиль Жатай-Кельпехген, профили КМПВ X и XIII (южный борт Виллойской синеклизы) | p^{oc} | 3-60 | 3-30 | 30-60 | 0,11 | |
| | p_0^k | 30-100 | 30-100 | 30-70 | 5-16 | |
| | p_1^k | 70-130 | - | 70-130 | 10-20 | |
| | $p_{2\text{отр}}^k$ | 40-120 | - | 40-120 | 10-19 | |
| | $p_{3\text{отр}}^k$ | 40-120 | - | 40-120 | 12-20 | |
| | $p_{0\text{отр}}^M$ | 70-130 | - | 40-120 | 16-24 | |
| | $p_{1\text{отр}}^M$ | 70-130 | - | 40-120 | 17-26 | |
| | p_0^k | 30-100 | 30-100 | 30-70 | 5-16 | |
| | p_1^k | 70-130 | - | 70-130 | 10-20 | |
| | $p_{2\text{отр}}^k$ | 40-120 | - | 40-120 | 10-19 | |

| характеристики волн | | | Динамические характеристики волн | | | Глубина залегания границ раздела, км |
|------------------------|------------------|--------------------------|----------------------------------|---|---|--------------------------------------|
| Длительность группы, с | Форма годографов | Кажущаяся скорость, км/с | Видимые частоты, Гц | Относительная интенсивность | Форма графиков | |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| 0,1-0,3 | Прямолинейная | 5,5-5,8 | 10 | $A_{p_0^k} / A_{p^{oc}} = 1,2-1,5$ | Нисходящая кривая без характерных точек | 0-1,5 0-6 |
| 0,3 | То же | 6,0 | 10 | | | 10-12 |
| 0,3 | " | 6,2 | 10 | | | 12-18 |
| 0,3 | " | 6,4 | 10 | $A_{p_2^k} / A_{p_1^k} = 0,1-0,3$ | | 12-18 |
| 1,0 | Гиперболич. | 8-6,5 | 9-13 | | Кривая с экстремумом | 20-22 |
| 1,0 | " | 8-6,5 | 9-13 | $A_{p_{3\text{отр}}^k} / A_{p_{2\text{отр}}^k} =$ | $x_{\text{max}} = 100$ км | 25-28 |
| 1,0 | " | 8-6,5 | 9-13 | $-0,2-0,3$ | $x_{\text{max}} = 120$ км | 30-22 |
| 0,5-1,0 | Гиперболич. | 20-6,7 | 7-9 | $A_{p_0^k} / A_{p_3\text{отр}}^k =$ | | 30-32 |
| 0,2 | Прямолин. | 7,8-8,2 | 12 | $-1,2-2,0$ | | |
| 0,2 | " | 5,8-5,9 | 10 | | Нисход. кривая без характерных точек | 0-4 6-11 |
| 0,3 | " | 6,0 | 10 | $A_{p_0^k} / A_{p^{oc}} = 1,2-1,5$ | | |
| 0,3 | " | 6,2 | 10 | $A_{p_1^k} / A_{p_{1\text{отр}}^k} = 2,5-5,0$ | | |
| 0,2-0,5 | Гиперболич. | 8-6,3 | 9-13 | | Кривая с экстремумом | 20-26 |
| 0,3-0,5 | " | 8-6,6 | 9-13 | | $x_{\text{max}} = 80-100$ км | |
| 0,5-0,7 | " | 8-7,1 | 9-13 | $A_{p_0^M} / A_{p_{3\text{отр}}^k} =$ | | 24-33 |
| 0,3-0,7 | " | 10-7,5 | 7-9 | $-1,5-2,0$ | $x_{\text{max}} = 100-120$ км | 32-42 |
| 0,3-0,5 | " | 12-7,8 | 7-9 | | | 39-51 |
| 0,1-0,2 | Прямолин. | 5,4 | 10 | | Нисходящая кривая без особенностей | 0-1,2 2-10 |
| 0,2-0,3 | " | 6,0 | 9 | $A_{p_0^k} / A_{p^{oc}} = 2-3$ | | |
| 0,2-0,3 | " | 6,5 | 8 | | | |
| 0,3-0,5 | Гиперболич. | 9-6,0 | 11 | $A_{p_{отр}}^k / A_{p_0^k} = 2-3$ | Кривая с экстремумом | 18-22 |
| 0,2-0,3 | " | 11-7,0 | 11 | | $x_{\text{max}} = 90$ км | |
| 0,5-0,7 | " | 12-7,5 | 11 | $A_{p_{3\text{отр}}^k} / A_{p_0^M} = 0,8$ | $x_{\text{max}} = 70$ км | 21-29 |
| 0,2-0,3 | Прямолин. | 8 | 10 | | $x_{\text{max}} = 90$ км | |
| 0,3-0,7 | Гиперболич. | 12-8,0 | 11-13 | $A_{p_{отр}}^M / A_{p_0^M} = 5-10$ | | |
| 0,3-1,0 | " | 12-8,3 | 12-13 | $A_{p_{1\text{отр}}^M} / A_{p_{0\text{отр}}^M} = 1$ | | 40-45 |
| 0,1-0,2 | Прямолин. | 5,8-6,2 | 14-17 | $A_{p_0^k} / A_{p^{oc}} = 1,1$ | Нисход. кривая без особенностей | 0-3 0-12 |
| 0,2-0,3 | " | 6,2-6,5 | 11-13 | | | |
| 0,2-0,3 | " | 6,3-7 | 11-13 | $A_{p_1^k} / A_{p_0^k} = 1,2$ | | 10-18 |
| 0,3-0,5 | Гиперболич. | 10-6,5 | 13-15 | $A_{p_{2\text{отр}}^k} / A_{p_{1\text{отр}}^k} = 1,7$ | Кривая с экстремумом | 22-28 |
| 0,3-0,5 | " | 20-7 | 11-15 | | $x_{\text{max}} = 80$ км | 22-28 |
| 0,5-1,0 | " | 20-7,5 | 12-14 | $A_{p_{0\text{отр}}^M} / A_{p_{3\text{отр}}^k} = 1,2$ | $x_{\text{max}} = 100$ км | 29-42 |
| 0,5 | " | 20-8 | 12-13 | | | 40-50 |

Таблица 8 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | |
|--|--|----------|---------|--------|-------|--------|
| Желинда-Муна (центральная часть Виллюйской синеклизы, Алданская антеклиза) | P^{OC} | 10-70 | 10-70 | - | 2-12 | |
| | P_0^K | 10-120 | 70-120 | 10-70 | 4-20 | |
| | P_1^K | 20-140 | 120-140 | 20-120 | 7-22 | |
| | $P_1^{K отр}$ | 30-160 | 140-170 | 30-120 | 9-20 | |
| | $P_2^{K отр}$ | 30-170 | 140-170 | 30-140 | 10-27 | |
| | $P_3^{K отр}$ | 30-170 | - | 30-170 | 12-28 | |
| | $P_0^M отр$ | 30-170 | - | 30-170 | 14-28 | |
| | $P_1^M отр$ | 50-170 | - | 50-170 | 16-29 | |
| | Шологоншы-Мирный (Ботубинская седловина) | P^{OC} | 20-60 | 20-60 | - | 4-10 |
| | | P_0^K | 20-120 | 60-100 | 20-60 | 4,5-20 |
| P_1^K | | 30-120 | 100-120 | 30-100 | 7-20 | |
| P_2^K | | 30-120 | - | 30-120 | 8-20 | |
| $P_3^{K отр}$ | | 40-120 | - | 40-120 | 11-21 | |
| $P_0^M отр$ | | 40-120 | - | 40-120 | 13-22 | |
| $P_1^M отр$ | | 40-120 | - | 40-120 | 14-23 | |

P_0^K и P_1^K , связанные с верхней частью консолидированной коры. Встречные разностные графики для преломленных волн также аппроксимируются прямыми линиями.

В работе В.В. Аргентова и др. (1970) оценены эффекты проникновения волн. Оказалось, что при наблюдаемом градиенте изменения скорости с глубиной в подстилающей толще $\beta = 0,02 \text{ с}^{-1}$ кажущиеся скорости волн P_0^K и P_1^K в интервале от начальной точки до 120 км увеличатся соответственно с 6,0 и 6,3 до 6,1 и 6,37 км/с, а неучет этого эффекта приведет к заглоблению границ на 310 и 230 м.

В работе Л.Г. Киселевой (1972) первые волны объединены в группу рефрагированных и представлены единым годографом в интервале расстояний от 20 до 110 км. Основанием для такого вывода послужили графики зависимости кажущихся скоростей от расстояний, построенные по осредненным значениям и обработанные статистически. Сред. до максимальной глубины проникания лучей (12 км) является непрерывной, она подстилается однородно-слоистой, содержащей слой пониженной скорости в интервале глубин 12-29 км.

На профиле Спасск-р. Зеркальная P^{OC} , P_0^K и P_1^K по выдержанному значению вертикального градиента поля $t(x, l)$ отнесены к головным, такой же природы первые волны предполагаются в работе В.В. Аргентова и др. (1976) на всех профилях в Сихотэ-Алине. Волны в последующих вступлениях $P_{1,2,3}^{K отр}$, $P_0^M отр$ по гиперболической форме годографов и уменьшению кажущейся скорости с расстоянием, форме амплитудных графиков и разностных годографов

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---------|-------------|--------|-------|---------------------------------------|--|-------------|
| 0,3 | Прямолин. | 6,3 | 14-17 | $A_{P_0^K} / A_{P^{OC}} = 1,2$ | Кривая без характерных точек | Не выделена |
| 0,5-1,0 | " | 6,8 | 11-13 | | | 0-12 |
| 0,3 | " | 7,1 | 11-13 | | | 3-16 |
| 0,3-0,5 | Гиперболич. | 8-6,0 | 12-15 | | Кривая с экстремумом $x_{max} = 85 \text{ км}$ | 3-16 |
| 0,5 | " | 10-6,2 | 12-14 | | | 13-30 |
| 1,0 | " | 10-6,8 | 12-13 | $A_{P_0^M отр} / A_{P_3^{K отр}} =$ | | 28-38 |
| 0,5 | " | 15-7,1 | 8-12 | $= 1,7$ | $x_{max} = 120 \text{ км}$ | 32-45 |
| 0,5 | " | 20-8,1 | 8-12 | | | 44-50 |
| 0,2-0,3 | Гиперболич. | 5,8 | 14-17 | $A_{P_0^K} / A_{P^{OC}} = -1,5$ | Без характерных точек | 0-2 |
| 0,3 | | 6,3 | 11-13 | | | 1-4 |
| 0,3 | | 7,5 | 11-13 | | То же | 8-15 |
| 0,3-0,5 | | 10-6,2 | 12-14 | $A_{P_3^{K отр}} / A_{P_2^{K отр}} =$ | Кривая с экстремумом $x_{max} = 60 \text{ км}$ | 18-24 |
| 0,5-0,7 | | 10-6,7 | 10-12 | $= 0,8-1,0$ | | 24-34 |
| 0,5-1,0 | | 10-6,8 | 8-12 | $A_{P_0^M отр} / A_{P_3^{K отр}} =$ | | 35-43 |
| 0,5 | | 11-7,1 | 8-12 | $= 1,2-1,5$ | | 48 |

определены как отраженные, и в этом вопросе все исследователи единодушны.

На Сибирской платформе природа первых волн как слаборефрагированных (квазиголовных) однозначно установлена на профилях КМПВ X и XIII. В результате наблюдений установлено, что в первых вступлениях регистрируются три группы квазиголовных волн P^{OC} , P_0^K и P_1^K , преломленных на кровле карбонатных или песчано-глинистых отложений осадочного чехла, кровле фундамента и границе раздела в толще фундамента. На профилях ГСЗ в работе Е.Д. Бабаяна и др. (1975) первые две группы объединены в одну головную волну, по которой выделялась поверхность фундамента. Нами эти две группы интерпретировались отдельно, что привело к некоторым различиям в сейсмических моделях. Группа P_1^K из-за неуверенности в ней к построениям не привлекалась.

Волны $P_{1,2,3}^{K отр}$, $P_{0,1,2}^M отр$ по кинематическим и динамическим признакам, перечисленным выше, всеми авторами отнесены к отраженным волнам.

Скоростные модели сред определялись в приповерхностной части на основании рефрагированных волн и редких данных сейсмокаротажа скважин, а в консолидированной толще земной коры - методом последовательных приближений по отраженным волнам. Последовательные приближения заключались в подборе таких параметров скоростной модели (мощностей пластов и пластовых скоростей в них), которые давали наилучшее совпадение теоретических и экспериментальных годографов и амплитудных кривых. Полученная скоростная

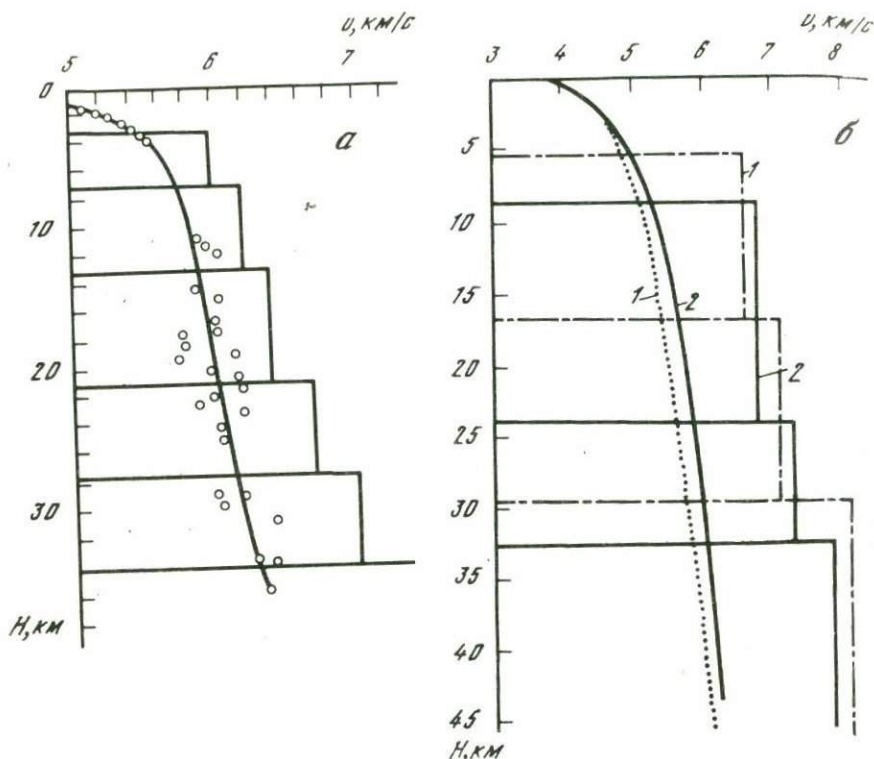
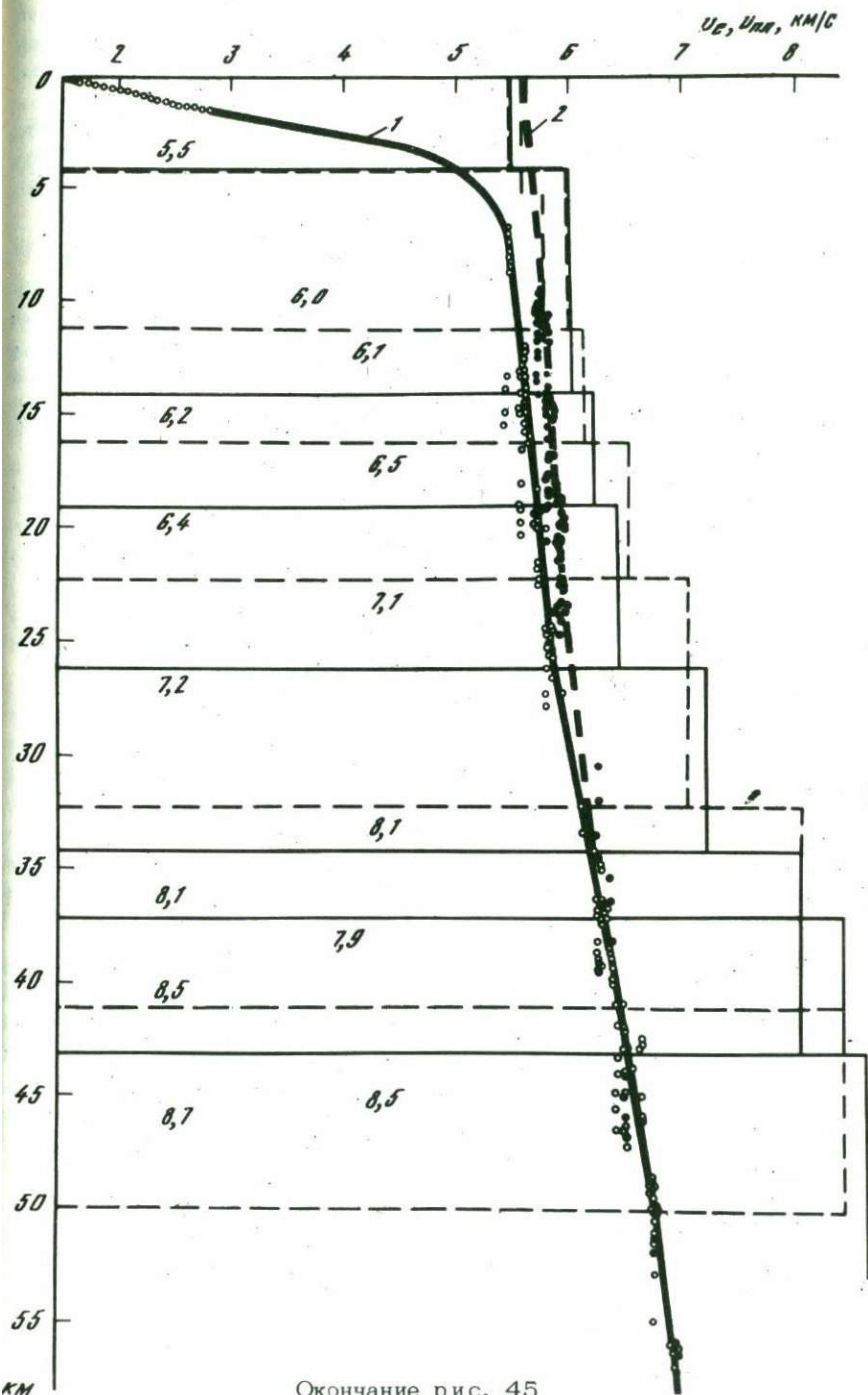


Рис. 45. Скоростные модели земной коры

Профили: *a* – Спасск-р. Зеркальная, Бикин–Великая Кема; *б* – Жайттай–Сунтар (1), Мирный–Шологонцы, Мирный–Русская Речка (2) (по А.И. Янису); *в* – Литовко–Иннокентьевский (1 – западный, 2 – восточный участки)

модель в дальнейшем пересчитывалась в плотностную и использовалась для составления плотностного разреза вдоль профиля.

На рис. 45 показаны скоростные модели земной коры в Сихотэ-Алине и на Сибирской платформе. Общим для них является однородно-слоистый характер среды и полное совпадение рассчитанных по ним кинематических характеристик волн с экспериментальными и расхождения на некоторых профилях в амплитудных кривых. Для согласования амплитудных кривых $\lg A = A(x)$ или отношений $\lg(A_n/A_{n-1}) = (A_n/A_{n-1})(x)$ на профиле Бикин–Великая Кема приходится вводить допущение о наличии высокоскоростных пропластков на границах раздела второго рода, в противном случае теоретические годографы показывают совпадение только в начальной части, а при увеличении расстояния располагаются ниже экспериментальных. Кроме того, области начальных точек (разрастания амплитуд) на теоретических графиках находятся намного дальше, чем на экспери-



Окончание рис. 45

ментальных. На профилях Кировский-Зарубино следует ввести волновод в низах коры, на профиле Жатай-Сунтар - допустить наличие слабых границ в коре, а на профиле Литовко-Иннокентьевский - наоборот, очень сильных коровых границ.

Необходимость таких допущений свидетельствует о том, что предложенные модели слишком упрощенные по сравнению с реальной средой. За редким исключением (наличие волноводов) эти допущения не оказывают влияния на построение сейсмических моделей, поэтому в дальнейшем их не учитывали.

В работе И.Н. Галкина (1972) в зоне перехода от материка к Тихому океану просчитано 900 вариантов скоростной модели земной коры, 30 из которых удовлетворяли экспериментальному материалу. Из приведенных расчетов сделан вывод, что континентальная кора зоны перехода характеризуется средней для земного шара мощностью, вертикальным градиентом скоростей не более $0,03-1с$ и наличием границ раздела первого рода.

ПОСТРОЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сейсмические модели строились с использованием специальных полей времен $t(x, l)$ по следующей схеме: вначале выполнялась корреляция основных опорных волн, связанных с кровлей и подошвой земной коры - P_0^K и P_0^M отр, и по ним строились сейсмические разрезы в первом приближении. После уточнения параметров разреза (углов наклона, расчетных скоростей) с привлечением геологических признаков сейсмическая модель корректировалась путем просчетов прямых задач. Методом подбора параметров скоростной модели добивались совпадения теоретических и амплитудных характеристик. Дальнейшим этапом обработки материалов являлась корреляция наиболее устойчивой коровой границы P_3^K отр и построение соответствующей отражающей границы. В такой же последовательности интерпретировались и все остальные опорные волны. Конечным этапом построений и одновременно оценкой их достоверности является составление плотностной модели земной коры вдоль профиля и расчет суммарного гравитационного эффекта. Критерием достоверности сейсмических построений служит удовлетворительное (с точностью ± 10 мгл) совпадение теоретической и экспериментальной кривых изменения Δg .

Детали методики построений сейсмических моделей менялись в зависимости от особенностей геологического строения района исследований, поэтому целесообразно продемонстрировать это на конкретных участках. Показательными в этом отношении являются профили Литовко-Иннокентьевский и Жатай-Сунтар.

Дискретная корреляция волн в принципе производилась на всех профилях единообразно в соответствии с признаками, описанными в настоящей главе и сведенными в табл. 7. Тем не менее особенности волновой картины и систем наблюдений потребовали особого подхода к обработке материала в каждом районе. На профиле Литовко-Иннокентьевский выполненная схема наблюдений позволила постро-

ить систему взаимоувязанных точечных годографов, что повысило надежность корреляции волн за счет привлечения дополнительных параметрических признаков. На Сибирской платформе благодаря применению промышленных взрывов удалось проследить мантийные волны на удалении до 350 км, что повысило достоверность их корреляции. Несколько по-разному решался вопрос и с определениями скорости.

Особенности корреляции волн вдоль профиля Литовко-Иннокентьевский сводились к следующему. Преломленные волны P_{0c}^{oc} , P_0^K и P_1^K четко различаются по возрастающим значениям кажущихся и граничных скоростей (см. рис. 39). Амплитуды волн P_{0c}^{oc} и P_0^K соизмеримы, а при переходе волны P_{0c}^{oc} во вторые вступления она становится вдвое слабее P_0^K . Поэтому волны P_{0c}^{oc} рассматривались только в первых вступлениях на удалениях до 30–40 км. Волна P_1^K регистрируется в первых вступлениях на удалениях 100–140 км от источника. Ее кажущаяся скорость 6,5–7,0 км/с, запись многофазная и амплитуда меньше, чем у следующей за ней отраженной волны $P_{1отр}^K$. Во вторых вступлениях волна P_1^K выделяется только на участках разрешенной записи, и здесь основными критериями ее разделения с волной P_0^K являются параметрические (см. рис. 41). Волна P_1^K завершает группу преломленных волн, что отчетливо видно по общему уровню записи (см. рис. 43).

Отраженные внутрикоровые волны $P_{1,2,3отр}^K$ до интерференции их с мантийными четко отделяются от преломленных волн верхней части коры преобладающей амплитудой, высокими кажущимися скоростями и меньшим периодом записи. Разделение волн внутри группы производится на основании приведенных и точечных годографов и соответствия их теоретическим (см. рис. 42 и 46). Наиболее надежно коррелируется волна $P_{3отр}^K$. Для разделения волн внутри группы также привлекаются параметрические признаки.

Группа мантийных волн $P_{0,1отр}^M$ с 40 км от пункта взрыва и до конца прослеженного годографа резко выделяется на сейсмограммах преобладающим уровнем записи, что и является главным признаком их отождествления (см. рис. 43). При регистрации волн $P_{0,1отр}^M$ в зоне интерференции с коровыми отражениями амплитудный признак сохраняется как руководящий при корреляции. На удалениях свыше 150 км коровые и мантийные волны различаются также кажущимися скоростями.

Преломленная на подошве коры волна P_0^M , как указывалось выше, регистрируется эпизодически на сейсмограммах вне зоны интерференции с другими колебаниями, чаще всего в интервале 100–150 км. В последующих вступлениях эта группа волн опознается по слабой интенсивности, возрастанию временного интервала с расстоянием между нею и волной $P_{0отр}^M$, большим по сравнению с другими колебаниями периодом записи. Опознается она главным образом как "спутник" волны $P_{0отр}^M$. Если фрагменты годографа P_0^M

аппроксимировать прямой линией, он на удалениях около 140 км соприкасается с годографом волны $P_{0\text{отр}}^M$ (см. рис. 42). Этот признак в работе Н.Н. Павленковой (1973) приводится как доказательство слоистой модели.

Специальные поля времен $t(x, l)$ и $t^2(x, l^2)$ соответственно для преломленных и отраженных волн строились по всем волнам, описанным выше. Густота наблюдений для построения изолиний примерно одинакова для всех волн вне зависимости от глубины залегания границ за счет использования всего интервала их прослеживания как в первых, так и в последующих вступлениях. Для характеристики полей времен важно знать величины баз интерполяции. Под базой интерполяции понимается расстояние по оси абсцисс между центрами двух зондирований, выбранных для проведения изолиний l . Чем меньше базы интерполяции, тем корректнее построено поле времен и тем увереннее значения определенных по нему параметров. На западном участке интерполяция выполнена на средних базах 0–5 км, на восточном – 10–15 км.

Регулярность полей времен, под которой понимается наличие разрывов в изолиниях l и не увязанных с соседними точками наблюдений, различная для разных волн. Наиболее спокойный характер поля $t(x, l)$ наблюдается для волны P^{OC} . На всем протяжении профиля лишь 2 раза меняется густота изолиний l , разрывов на поле нет вообще. Самое нерегулярное поле $t^2(x, l^2)$ у волны P_2^K отр, где на 155 км профиля наблюдается разрыв поля и смещение изолиний Δl более чем на 1 с. Поля других волн имеют локальные осложнения, тяготеющие к Амурскому, Западному и Восточному Сихотэ-Алинским глубинным разломам.

При построении разреза с использованием преломленных волн последовательно выделяют пласты, начиная сверху; а для этого необходимо располагать сведениями о средней скорости в верхней осадочной толще. Обычные способы определения средней скорости по точке пересечения годографов можно применить только при расчете границы d_0^K . Для волн P^{OC} таких особых точек не наблюдалось. Поэтому средняя скорость снималась с графика $v(H)$ сейсмокаротажа скв. 1–ОК в Оборю-Уссурийском прогибе (в 40 км южнее профиля), пересчитывалась в палетку $t_0(H)$ и использовалась для построения разреза.

Вторая и третья преломляющие границы строились по линии $l = 40$ км поля $t(x, l)$ с учетом преломления лучей на верхних границах (Пятаев, 1974б). В этом случае средние скорости отождествлялись с граничными на кровле пласта, которая являлась линией приведения.

Вначале по полям времен определялись граничные и эффективные скорости, которые и использовались при вычислении глубин по каждому зондированию. С целью получения дополнительной информации (помимо скоростей и глубин) по полю времен отраженных волн определялись вертикальный $\eta = \partial t / \partial l$ и горизонтальный $\theta = \partial t / \partial x$ градиенты, а параметры разреза вычислялись с помощью инвариантов

поля (Лузырев, 1974). Для отраженной волны в случае плоской границы и однородной покрывающей среды уравнение поля имеет вид

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{l^2 \cos^2 \phi + 4(x \sin \phi + z_0 \cos \phi)^2}.$$

Для заданной произвольной точки поля можно записать систему инвариантных уравнений

$$vt = \sqrt{l^2 \cos^2 \phi + R^2},$$

$$v\theta = 2R \sin \phi (l^2 \cos^2 \phi + R^2)^{-1/2},$$

$$v\eta = l^2 \cos^2 \phi (l^2 \cos^2 \phi + R^2)^{-1/2},$$

где θ, η — вертикальный и горизонтальный градиенты поля, t — время прихода волны, $R = 2(x \sin \phi + z_0 \cos \phi)$, которым соответствуют инварианты $I_1 = t\eta/l$, $I_2 = (t - l\eta)/t\theta^2$, $I_3 = t\theta$, $I_4 = t(t - l\eta)$.

Для проведения линейной интерполяции рассматривается поле отраженных волн в квадратичных координатах $t^2(x, l^2)$. В этом случае будем иметь систему

$$v^2 \tau = \lambda \cos^2 \phi + R,$$

$$v^2 \zeta = 4R \sin \phi,$$

$$v^2 \rho = \cos^2 \phi,$$

$$\text{где } \tau = t^3, \lambda = l^2, \zeta = \partial \tau / \partial x, \rho = \partial \tau / \partial \lambda.$$

Тогда инварианты квадратичного поля примут следующий вид: $I_1 = \rho$, $I_2 = (\tau - \lambda \rho) / \zeta$, $I_3 = \zeta$, $I_4 = \tau - \lambda \rho$, откуда получим выражения для параметров разреза

$$v^2 = 4I_2 / (1 + 4I_1 I_2),$$

$$\cos^2 \phi = 4I_1 I_2 / (1 + 4I_1 I_2),$$

$$R^2 = 4I_4^2 = 4I_2 I_4 / (1 + 4I_1 I_2).$$

Градиенты поля определяются графически.

В расчетных формулах используется эффективная скорость (v_e), которая по физическому смыслу ближе соответствует лучевой (v_l), нежели средней (\bar{v}). Лучевые скорости зависят от базы наблюдений. В связи с этим рассмотрим вопрос о возможном различии между v_e и v_l . Для этого воспользуемся результатом работы М.М. Раджабова (1972), где установлено, что относительная разница между лучевыми и эффективными скоростями в земной коре мало изменяется в горизонтальном направлении и тем слабее, чем меньше различие в пластовых скоростях. При значениях коэффициента преломления $0,75 < n < 1,25$ (что справедливо для района исследований) обеспечивается необходимая точность в определении лучевых скоростей в широком интервале расстояний от источника.

Таблица 9

Оценка точности построения сейсмических разрезов ($m_v = 0,1$ км/с, $m_t = 0,02$ с, $m_l = 0,2$ км)

| Границы | Параметры | Среднеквадратичная ошибка определения глубины, км | | | |
|--------------|---|---|------------|------------|-----------------|
| | | $m_{h(v)}$ | $m_{h(l)}$ | $m_{h(t)}$ | $m_{h(\Sigma)}$ |
| d^{oc} | $l = 30$ км, $h = 1$ км, $\bar{v} = 2,0$ км/с, $v_{\Gamma} = 5,4$ км/с | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,06 |
| d_o^k | $l = 40$ км, $h = 5$ км, $\bar{v} = 5,4$ км/с, $v_{\Gamma} = 6,3$ км/с | 0,31 | 0,02 | 0,1 | 0,31 |
| d_1^k | $l = 60$ км, $h = 12$ км, $\bar{v} = 5,6$ км/с, $v_{\Gamma} = 6,5$ км/с | 0,27 | 0,02 | 0,1 | 0,27 |
| $d_{1отр}^k$ | $l = 40$ км, $h = 12$ км, $v_e = 5,7$ км/с | 0,80 | 0,17 | 0,06 | 0,8 |
| $d_{2отр}^k$ | $l = 50$ км, $h = 15$ км, $v_e = 5,8$ км/с | 0,97 | 0,17 | 0,06 | 0,97 |
| $d_{3отр}^k$ | $l = 60$ км, $h = 20$ км, $v_e = 5,9$ км/с | 1,25 | 0,11 | 0,06 | 1,25 |
| | $l = 80$ км, $h = 35$ км, $v_e = 6,3$ км/с | | | | |
| $d_{отр}^M$ | $l = 80$ км, $h = 45$ км, $v_e = 6,5$ км/с | 1,25 | 0,09 | 0,07 | 1,25 |

Примечание. В случае преломленных волн расчеты выполнялись по формулам $m_{h(v_{\Gamma})} = \operatorname{tgi}(l^2/2 - ht\operatorname{tgi})m_{v_{\Gamma}}/v_{\Gamma}$, $m_{h(l)} = -\frac{1}{2} \operatorname{tgi} i m_l$, $m_{h(t)} = v_m(t)^2 \cos i$, а в случае отраженных волн - по формулам $m_{h(v_e)} = \frac{l^2}{4h} + h - \frac{m_{v_e}}{v_e}$, $m_{h(l)} = \frac{1}{4h} m_l$, $m_{h(t)} = \frac{v_e}{2} \sqrt{1 + \frac{l^2}{4h^2}} m_t$.

Относительная разница $q = v_{\text{л}}/v_e$ определяется способом подбора по годографу отраженной волны следующим образом. На спокойном участке профиля строится поле границ $H(x/2, v_{\text{л}})$ с параметром q , изменяющемся в заданных пределах. Действительному значению q будет соответствовать плоская граница среди изогнутых фиктивных. Поле границ рассчитывается по формуле

$$H = \frac{1}{2} \sqrt{(vt)^2 - x^2}, \quad v = v_{\text{л}} = v_e q.$$

На профиле Литовко-Иннокентьевский $q \geq 0,98$, т.е. лучевая и эффективная скорости различаются не более чем на 2%, что не превышает случайных погрешностей определения скорости, поэтому для построения разреза использовалась эффективная скорость.

Рассмотрим точность определения параметров сейсмического разреза. Формальная оценка может быть выполнена на основании формул из работы С.В. Крылова (1964). Точность определения скорости по полю $t(x, l)$ обратно пропорциональна разности баз двух симметричных зондирований. Минимально допустимые базы для наблюдений преломленных и отраженных волн определяют из выражений

$$(l_2 - l_1)_{\text{пр}} = \frac{\sqrt{2(v_{\Gamma}^2 m_t^2 + m_e^2)}}{m_{v_{\Gamma}}/v_{\Gamma}}; \quad (l_2 - l_1)_{\text{отр}} = \frac{\sqrt{v_e^4 l_2^2 + l_1^2 m_l^2}}{m_{v_e} l \frac{\sqrt{2}}{v_e}}.$$

Задавая $m_t = 0,02$ с, $m_l = 0,2$ км, $m_v = 3\%$, имеем $(l_2 - l_1)_{\text{пр}} = 15$ км, $(l_2 - l_1)_{\text{отр}} = 60$ км, для средних баз зондирований $l_{\text{пр}} = 30$ км, $l_{\text{отр}} = 60$ км. Отсюда получим следующие погрешности определения скоростей:

$$\frac{m_{v_{\Gamma}}}{v_{\Gamma}} = \frac{1}{l_2 - l_1} \sqrt{2(v_{\Gamma}^2 m_t^2 + m_e^2)} = 0,015,$$

$$\frac{m_{v_e}}{v_e} = \frac{\sqrt{v_e^4 m_t^2 + l_1^2 m_l^2}}{(l_2 - l_1) l \sqrt{2}} = 0,028.$$

Как видно из табл.9, погрешности возрастают с глубиной залегания границы от 0,3 км на поверхности коры до 1,25 км на ее подошве. Реальность приведенных расчетов подтверждается дисперсией точек определения глубин по разным зондированиям, относящимся к общим участкам границы.

В работе В.В. Аргентова с соавторами (1976) применялся несколько иной подход к определению параметров разреза. Отличия от описанных выше приемов обработки заключались в учете влияния осадочной толщи на форму условных годографов. Времена прихода первых волн выравнивались способом скользящего осреднения, а

разность наблюдаемого и осредненного годографов составляла величину поправки за поверхностные неоднородности. Эффективная скорость на широтных профилях определялась по приведенным годографам, а разрезы построены с постоянной скоростью. При расчете пластовых скоростей глубины залегания пластов также принимались средними по профилю. Результаты разной методики обработки данных по профилю Бикин-Великая Кема представлены двумя принципиально сходными разрезами. В нашем варианте разрез более дифференцирован по значениям скоростей и детальнее расчленен в горизонтальном направлении.

Методика построения сейсмических разрезов на Сибирской платформе в принципе не отличалась от изложенной. Особенностью этого района исследований является трудность определения средней скорости для депрессий фундамента (Вилуйская синеклиза). Мощность осадочных отложений в них достигает 14 км, а средняя скорость меняется в пределах 2,9–4,5 км/с. Расчетная скорость для построения поверхности фундамента определялась по графикам $v_e(H)$ по данным МОВ (Кемпендяйская впадина и др.) по точке излома годографов на профилях КМПВ (X, XIII) и данным сейсмокаротажа Кенкеминской скважины (Потапьев, 1974в; Бабаян и др., 1975). На участках неглубокого залегания фундамента и там, где осадочный чехол сложен карбонатными отложениями, средняя скорость не зависит от расстояния до поверхности фундамента и равна 5,0–5,2 км/с.

В нашей интерпретации граница d_0^k строилась со средней скоростью, приравненной к граничной для волны P_{0c} (Потапьев, 1974в). В работе Г.Д. Бабаян и др. (1975) волны P_{0c} и P_0^k объединены в одну группу, что привело к осреднению положения кровли консолидированной коры вдоль профилей ГСЗ. Тем не менее даже при таком осреднении были закартированы крупные черты морфологии приповерхностных структур и построена структурная схема обширной территории.

Оперирование со специальными полями времен сопряжено, как известно, с необходимостью последовательных приближений. С целью ускорения процесса вычисления параметров разреза предложен способ экспресс-обработки данных дискретных наблюдений отраженных волн на ЭВМ (Потапьев и др., 1975). При малом количестве априорных данных о признаках дискретной корреляции или их значительном расхождении с экспериментальными оценку правильности корреляции производят по полученным результатам. Критерием достоверности в этом случае служит совпадение наблюдаемых времен прихода волн с рассчитанными на основании априорной модели. Подобный подход в настоящее время широко применяется при решении обратных задач, но имеющиеся программы охватывают обычно частные случаи или ограниченный класс волн, и требуется много времени для подготовки данных для ввода в ЭВМ и графического представления результата. В частности, хорошие результаты дает программа, приведенная в работе С.В.Потапьева и Ю.А.Будянского (1977), но она охватывает лишь класс преломленных волн. Имеющиеся прог-

раммы решения обратной задачи в классе отраженных волн основаны на сравнении результатов решения прямых и обратных задач и требуют для реализации наличия логографов. В связи с этим интересно рассмотреть возможность машинизации расчетов дискретных зондирований отраженных волн на ЭВМ с целью оперативной обработки данных при массовых наблюдениях.

Анализ дискретных наблюдений связан с многократным повторением построений полей $t(x, l)$, по характеру которых интерпретатор судит о правильности корреляции. Этот чисто логический процесс невозможно запрограммировать целиком из-за трудности его формализации. Если исключить построение полей времен и от корреляции волн на сейсмограммах сразу перейти к параметризации разреза, можно сравнительно просто запрограммировать расчетные формулы и путем аналитического просчета возможных вариантов корреляции получить серии разрезов. Затем на основании априорной модели среды и других имеющихся данных нетрудно выбрать наиболее представительное решение. На достоверность результатов при таком подходе большое влияние будет оказывать система наблюдений. Для того чтобы можно было сравнивать результаты на площадях, система наблюдений должна быть по возможности универсальной, как, например, в Якутии.

Исходными данными являются времена прихода волн, базы зондирований и текущие координаты их центров на оси абсцисс. Для представления данных к виду, удобному для ввода в ЭВМ, значения времен волн табулируются, причем для одного и того же индекса при наличии неуверенных осей синфазности в группе или нескольких конкурирующих группах волн выписываются все из значения. Как правило, для каждой группы волн находилось не более двух-трех конкурирующих значений осей синфазности. Идея программы заключается в оперативном нахождении эффективной скорости по каждой оси синфазности отражения и глубины отражающего элемента границы.

Программируются известные формулы (Пузырев, 1963)

$$v_e = \sqrt{(l_2^2 - l_1^2) / (t_2^2 - t_1^2)} \cos \phi, \quad h_m = \frac{1}{2} \sqrt{v_e^2 t_2^2 - l_2^2} \cos \phi.$$

Все пункты взрыва и приема обозначаются порядковыми номерами. На перфокарту наносятся порядковые номера пунктов взрыва и приема, и таким образом упорядочиваются все сейсмограммы. В программе предусмотрена в соответствии с расчетной формулой обработка последовательных пар зондирований. Для обеспечения теоретически возможной точности определения эффективной скорости введены ограничения величины разности баз зондирований - не менее 30 км. Введено также ограничение в значение дисперсии эффективных скоростей, равное 25% от средней ее величины. Значения, выходящие за указанные пределы, отбрасываются. Остальные значения эффективной скорости накапливаются и осредняются в окрестности центра базы зондирования по методу наименьших квадратов скользящих шагов с

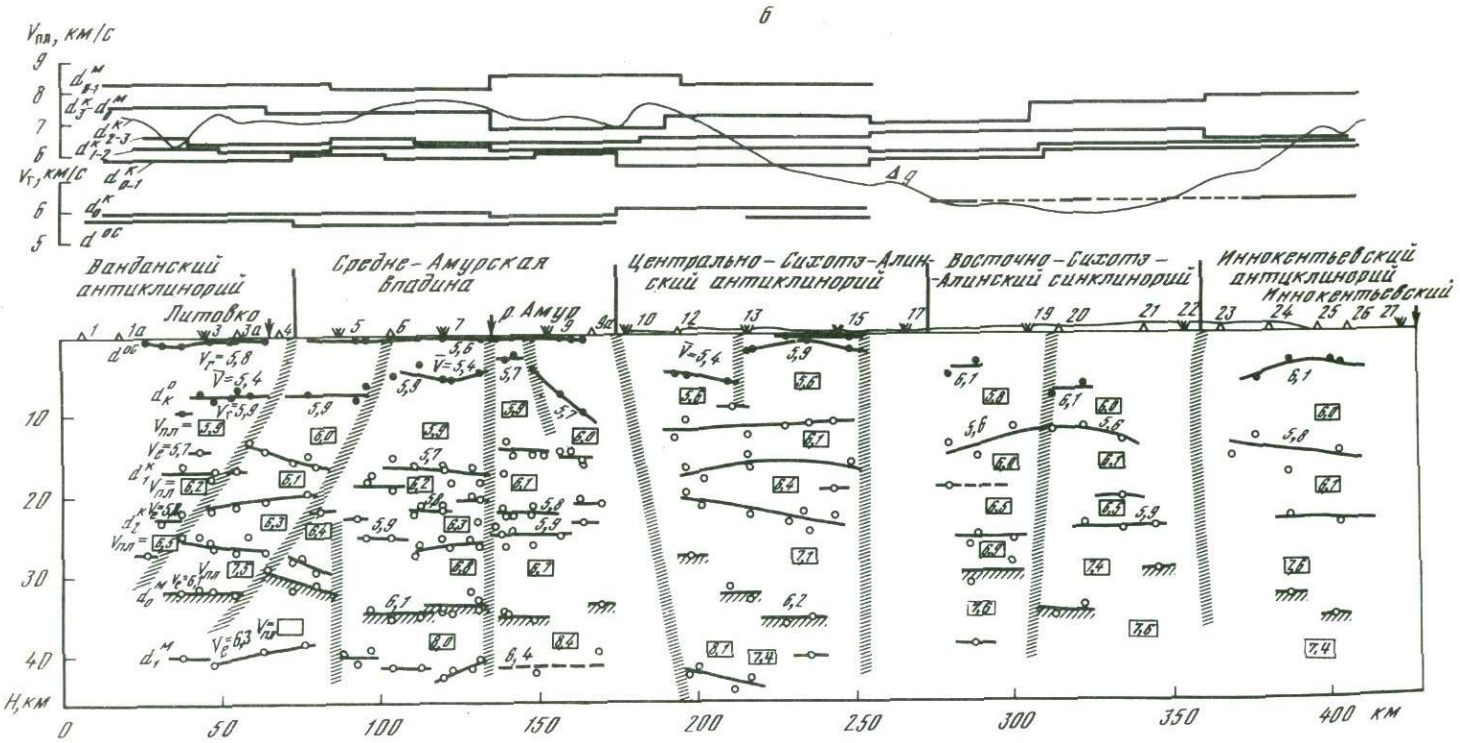
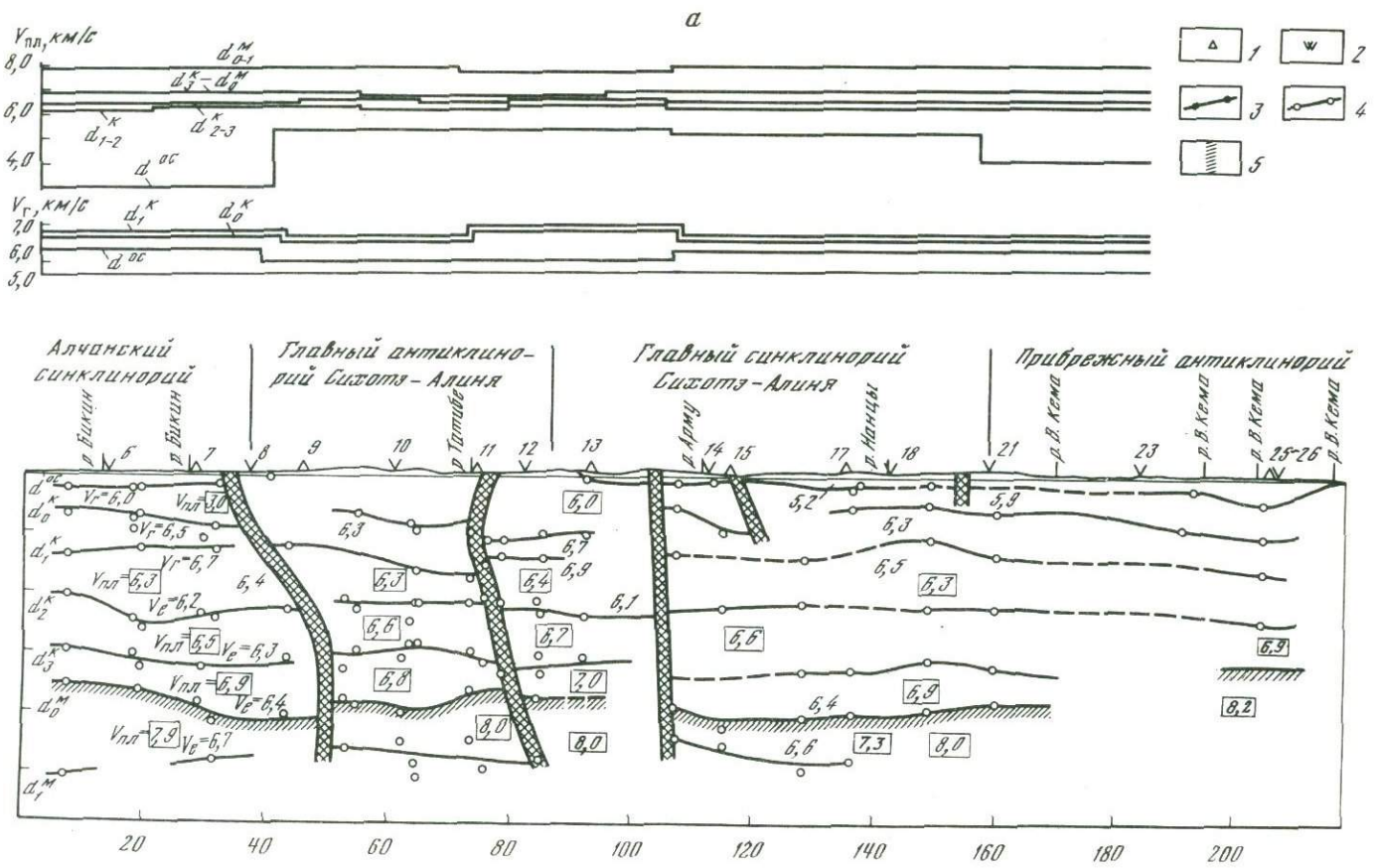


Рис. 47. Сейсмические разрезы Бикин-Великая Кема (а) и Литовко-Иннокентьевский (б)

1 - пункт приема; 2 - пункт взрыва; 3 - определения глубин по данным преломленных волн; 4 - то же, по отраженным волнам; 5 - нарушения по сейсмическим и геологическим данным

перекрѣтим. Сглаживание графиков $v_e(x)$ производится на интервале 100 км. Полученные в результате такой процедуры значения скоростей далее используются для вычисления глубин. Глубины вычисляются в центре каждого зондирования, причем поиск заданных баз по профилю производится автоматически.

В качестве исходных задаются четыре массива данных. Первый массив включает: а) количество сейсмограмм, б) количество пунктов наблюдений, в) максимальную разность значений величин баз зондирований, г) максимальную разность значений центров зондирований, д) минимальную разность значений баз зондирований, е) количество пунктов взрыва. Второй массив содержит абсциссы пунктов приема. Третий массив – абсциссы пунктов взрыва. Четвертый массив состоит из порядковых номеров пунктов взрыва и приема и времен вступлений волн. Выдача данных состоит из распечатки массивов и результатов счета. Распечатка исходных данных используется для контроля правильности их задания. Счет состоит из такого количества выданных результатов, сколько групп волн введено.

Выдаются следующие результаты счета: x_1 и x_2 – текущие координаты центров зондирований, по которым определялось значение эффективной скорости, v_e – эффективная скорость первой группы волн, h_1 и h_2 – глубины залегания отражающих элементов границ в центрах зондирований. Программа составлена на языке альфа (α = схема). Время счета исчисляется несколькими минутами. Конечным этапом построений является выборка интерпретатором наиболее достоверных значений и нанесение их на разрез. Отражающий элемент границы наносится на разрез с указанием эффективной скорости, принятой при расчете глубины. При проведении границ раздела учитывается априорная модель, геологические особенности района по данным других съемок и иная имеющаяся информация.

Формальные оценки точности построений на Сибирской платформе, приведенные в работе (Потапов, 1974в), несколько ниже, чем в Сихотэ-Алине. Наиболее объективную оценку точности можно получить для верхних границ по скважинам, для глубоких – по расхождениям глубин на пересечениях профилей. Из работы Г.Д. Бабаяна и др. (1975), где приведена соответствующая сводка, следует вывод, что погрешности в определении глубины залегания кровли консолидированной коры составляют 0,1–0,6 км, коровых границ 3–4 км и мантийных 1,8–3,2 км.

ВЫДЕЛЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ И НАРУШЕНИЙ

При выделении нарушений на разрезах ГСЗ используются волновые, параметрические и структурные критерии (Давыдова, 1972). К волновым критериям относятся аномальные затухания опорных волн, разрастание их амплитуд или резкое изменение формы записи (см. рис. 43). На участках нарушений регистрируются волны с аномально высокой кажущейся скоростью и значительной амплитудой, быстро уменьшающейся даже в пределах одной сейсмограммы. Для

таких участков характерны также интенсивные волны, не коррелирующиеся с выделенными по волновой картине группами, которые можно отнести к боковым волнам, преломленным либо отраженным от вертикальных границ. В работе В.В.Аргентова и др. (1976) на разрезе Спасск - р. Зеркальная показаны точки дифракции, нанесенные по дифрагированным волнам. Все они сосредоточены в области известных глубинных разломов.

Параметрические признаки нарушений выявляются по специальным полям времен резкими изменениями горизонтального градиента поля, граничных и эффективных скоростей, разрывами изолиний поля. В работе Г.Д. Бабаяна и др. (1975) показано эффективное использование поля $t_0(x) v_r = \text{const}$. Значения t_0 в области нарушения образуют аномальный разброс, а осредняющая кривая линия $t_0(x)$ терпит разрыв. На рис. 47 показаны графики $v_r v_e(x)$ вдоль профиля Бикин - Великая Кема, изломы которых совпадают с известными разломами.

Структурные критерии нарушений являются наиболее надежными. Они проявляются в резких изгибах границ в сочетании со сменой пластовых и других скоростей, коррелирующих с большими градиентами изменения кривой Δg и аномалиями ΔT , и в изменениях мощностей основных толщ земной коры. Структурные критерии нарушений можно наблюдать на всех демонстрируемых ниже разрезах ГСЗ.

В заключение отметим, что в результате применения обоснованных выше для районов складчатой области Сихотэ-Алиня и Сибирской платформы критериев дискретной корреляции выявлены волновые поля основных групп волн, связанных с региональными границами раздела в земной коре, и установлена слоисто-блоковая модель коры. Земная кора по физическим параметрам относится к континентальному типу. Описанная методика интерпретации для каждого района наряду с общим принципиальным подходом содержит свои особенности, касающиеся в основном полноты использования параметрических признаков корреляции, способов определения скорости в осадочных отложениях и построения моделей земной коры. Отмечены различия в интерпретацией предшествующих исследователей и показано, что независимая обработка материала дискретных наблюдений ГСЗ в принципе дает один и тот же результат. Приведены примеры формализованной дискретной корреляции и обработки данных на ЭВМ.

8.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ АВИАСЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГСЗ В ТРУДНОДОСТУПНЫХ РАЙОНАХ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В результате полевых работ, связанных с разработкой методики авиасейсмических исследований, изучено свыше 6000 км рекогносцировочных маршрутов ГСЗ в наиболее труднодоступных районах переходной зоны от материка к Тихому океану (см. рис. 1). До настоящих исследований на всей этой территории был выполнен лишь один профиль Магадан–Кольма длиной 356 км (Давыдова и др., 1962). Охарактеризуем возможности и геологическую эффективность способа авиасейсмических исследований земной коры на примере двух контрастных по геологическому строению регионов – Сибирской платформы и Сихотэ–Алинской складчатой области. Глубинное строение этих регионов по геофизическим данным освещено в ряде сводных работ (Борисов, 1967; Вольвовский, 1973; Беляевский, 1974; Бабаян и др., 1975; Аргентов и др., 1976). Результаты наших работ дополняют существующие представления о глубинном строении этих регионов и одновременно являются иллюстрацией геологической эффективности методики авиасейсмических исследований.

Прежде чем перейти к описанию характерных разрезов, сделаем несколько замечаний о роли ГСЗ. Сейсмический разрез, являющийся конечным результатом исследований ГСЗ, тем информативнее, чем полнее выявляются по нему неоднородности строения земной коры. В свою очередь неоднородности земной коры отражают ее тектоническую структуру. Выделение же в земной коре регионов, характеризующихся определенной структурой, представляет собой тектоническое районирование по типу структур (Спижарский, 1973). Сущность метода структурного анализа заключается во всестороннем изучении различных тектонических тел, в выяснении их расположения и взаимоотношений друг с другом. Этот метод основан на изучении современной структуры земной коры, что позволяет восстановить историю ее тектонического развития и определить последовательность смены тектонических режимов: геосинклинального, завершенной складчатости, платформенного.

Районирование по типу строения регионов позволяет обнаруживать закономерности в распределении месторождений полезных ископаемых, поскольку тектонический фактор является определяющим при размещении месторождений в земной коре (Косыгин, 1969). В ос-

нове выделения участков коры, различающихся своей структурой, лежит представление о различной интенсивности дифференциации вещества в верхней мантии и граничащих с ней слоях земной коры. Именно этим определяются энергия и виды тектонических движений. Таким образом, структурный анализ учитывает не только историю тектонического развития земной коры, но и протекавшие в ней процессы седиментации, магматизма и метаморфизма. Следовательно, структурный анализ является наиболее общим аналитическим методом, позволяющим выявить совокупность особенностей развития конкретной структуры и земной коры в целом. Существуют и другие методы тектонического районирования, например по времени завершения складчатости, по типам формаций, но они учитывают только какую-либо одну сторону геологического строения регионов и не могут претендовать на всеобщность подхода.

Особенно возрастают возможности структурного анализа с применением геофизических методов. И здесь основная роль принадлежит ГСЗ. Поскольку метод структурного анализа применяется для изучения современной структуры земной коры, его возможности не ограничены и определяются лишь экономической необходимостью изучения того или иного региона и его доступностью. Поэтому методика авиасейсмических исследований земной коры, являясь вседоступной и наиболее дешевой в ГСЗ, призвана внести значительный вклад в региональные структурные исследования.

Обобщающим результатом структурного анализа является тектоническая карта. В настоящее время для территории СССР составлены тектонические карты масштабов 1:2 500 000, 1:7 500 000 и ряд региональных тектонических карт (Сибирской, Русской, Западно-Сибирской платформ и др.) более крупных масштабов. Тектонические карты необходимы для теоретических обобщений и практических целей (Яншин, 1965), они также являются наиболее эффективной формой обобщения геофизических данных. Можно надеяться, что полученные в труднодоступных районах данные ГСЗ позволят стереть белые пятна на новых тектонических картах.

В соответствии с требованиями структурного анализа при описании сейсмических разрезов основное внимание следует обращать в первую очередь на выявление их структурных особенностей (границы раздела упругих сред, мощности пластов, их соотношения, тектонические нарушения, корреляция пластов и т.д.). Важное значение имеет выделение нарушений и их прослеживание на глубине, так как они являются наиболее достоверным признаком границ тектонических областей. Описание структурных особенностей на сейсмическом разрезе должно быть подчинено уточнению уже выделенных тектонических подразделений за счет вновь полученной информации о глубинном строении. Следовательно, тектонический аспект при анализе сейсмических разрезов должен быть ведущим.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Сейсмическая модель земной коры Сихотэ-Алиня изучена ГСЗ и полнее остальных регионов переходной зоны. Здесь имеется параметрический меридиональный профиль Кировский-Зарубино и четыре широтных рекогносцировочных профиля (см. рис. 1). Профили Кировский-Зарубино, Спасск-р.Зеркальная и Бикин-Великая Кема описаны во многих статьях и сводной работе В.В. Аргентова с соавторами (1976), поэтому здесь на них останавливаться не будем. Несколько отличное изображение построенного нами сейсмического разреза Бикин-Великая Кема не меняет представлений о глубинном строении района, поэтому ограничимся его иллюстрацией, опустив описание самого разреза (см. рис. 47).

Подробнее рассмотрим разрез Литовко-Иннокентьевский. Он интересен тем, что, в отличие от других широтных профилей в Сихотэ-Алине, захватывает область его сочленения с Амурской платформой. Сейсмический разрез земной коры вдоль профиля представлен восемью слоями и рядом нарушений, разделяющих кору на блоки. Среда внутри блоков разделена сейсмическими границами первого рода на пласты, скорости в которых последовательно возрастают с глубиной (см. рис. 47, б). Верхние две границы раздела являются преломляющими, остальные отражающими. В соответствии с общепринятой моделью в разрезе земной коры можно выделить три основных слоя: вулканогенно-осадочный, ограниченный снизу разделом d_{0}^{K} , гранитно-метаморфический - d_{20r}^{K} , базальтовый

d_{0}^{M} и верхнюю мантию с промежуточной границей раздела d_{10tr}^{M} .

Разрез земной коры начинается с вулканогенно-осадочного слоя. В самой верхней части он сложен кайнозойскими осадочными отложениями наложенных впадин, мощность которых в пределах профиля не превышает 1200 м. Ниже вулканогенно-осадочный слой представлен слабо метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами палеозойского возраста в западной части профиля и более молодыми мезозойскими отложениями в восточной части. В Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинории, кроме того, на дневную поверхность выступает комплекс отложений карбона. Вулканогенно-осадочные образования прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов мелового возраста, приуроченными к крупным разрывным нарушениям (Геология СССР, 1969). Мощность вулканогенно-осадочного слоя по геологическим данным изменяется от 3 до 12 км.

Вулканогенно-осадочный слой характеризуется пластовыми скоростями 5,5-5,8 км/с и изменением мощности от 3 до 9 км и преломляющей границей d_{0c}^{oc} подразделяется на две толщи, верхняя из которых состоит из собственно осадочных отложений со средними скоростями распространения волн от 1,7 до 3,6 км/с внутри толщи и 5,5-5,8 км/с на ее подошве. Граница d_{0c}^{oc} погружается до 1,2 км. Локальные впадины приурочены к зонам нарушений (зондирования 16,20). Нижняя толща нерасчлененная.

Сейсмический раздел со скоростями упругих колебаний 5,7–6,1 км/с рассматривается как кровля гранитно-метаморфического слоя земной коры, который в ряде мест выходит на дневную поверхность. Сейсмический раздел соответствует области перехода от первично-вулканогенно-осадочных пород к метаморфическим образованиям. Повышение уровня границы d_0^K соответствует антиклиналям, понижение – синклиналям, что отражает общую закономерность строения земной коры (Беляевский, 1974). Границей $d_{\text{отр}}^K$ гранитный слой подразделяется на две части, различающиеся мощностями и пластовыми скоростями. Верхняя толща характеризуется мощностью 5–12 км и пластовой скоростью 5,2–6,0 км/с, нижняя имеет мощность 3–8 км и пластовую скорость 6,0–6,1 км/с.

Верхняя толща сложена преимущественно разновозрастными гренатами, гнейсами, кристаллическими сланцами и представляет собой продукты эндогенной переработки вулканогенно-осадочного слоя. Нижняя часть представлена существенно более основными породами, четко отражается в поле сейсмических скоростей повышенными их значениями и на этом основании выделена Форшем (Моисеенко, 1971) в особый метаандезитовый или диоритовый слой земной коры. Этот слой прослеживается вдоль всего профиля. В работе В.В. Аргентова и соавторов (1976) состав метаандезитового слоя связан с комплексом регионально метаморфизованных пород в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. В ряде зарубежных работ (Бедерке, 1960) сейсмическая граница со скоростями распространения упругих колебаний 6,2–6,3 км/с рассматривается как поверхность внутри гранитно-метаморфического слоя (раздел F). Близкие к этому представления развиваются в работе Ю.В. Ризниченко и И.П. Косминской (1963). Геологической границей, "древним" фундаментом, "реликтом" древнего фундамента считают эту границу другие исследователи (Синицын, 1972; Резанов, 1971; Потапьев, 1967). На профиле Лятовко-Иннокентьевский гранитно-метаморфический слой имеет мощность от 10 до 18 км, максимальные мощности приурочены к антиклиналям, минимальные – к синклиналям. Поверхности раздела в гранитно-метаморфическом слое смещены вдоль нарушений на 1–3 км.

Сейсмическая граница с эффективной скоростью 5,8–5,9 км/с является кровлей базальтового слоя земной коры, или разделом Конрада. Обычно поверхность К рассматривается как физическая граница, разделяющая гранулитовую и амфиболитовую фации метаморфизма горных пород (Жданов, 1971).

Подстилающая ее толща земной коры характеризуется пластовыми скоростями 6,1–7,8 км/с и мощностью 10–20 км. Базальтовый слой ограничен отражающими поверхностями $d_{\text{отр}}^K$ и $d_{\text{отр}}^M$ и состоит из двух толщ – верхней низкоскоростной ($v_{\text{пл}} = 6,1 \div 6,5$ км/с) и нижней высокоскоростной ($v_{\text{пл}} = 6,7 \div 7,6$ км/с). Мощность нижней толщи в большинстве блоков $v_{\text{пл}}$ превышает вдвое мощность верхней. Разделяющая слой отражающая граница $d_{\text{отр}}^K$ рассчитана с эффективными скоростями 5,9–6,0 км/с.

Кровля базальтового слоя вдоль границы $d_{2\text{отр}}^K$ проведена на основании средних значений мощностей и пластовых скоростей обобщенной модели земной коры (Вольвовский, 1973) и по аналогии с разрезами ГСЗ по Приморью. Вполне допустим и другой вариант расчленения разреза, когда поверхность Конрада может быть проведена по границе $d_{3\text{отр}}^K$. В пользу этого варианта свидетельствуют сравнительно низкие пластовые скорости по границе $d_{2\text{отр}}^K$, ни в одном из блоков не достигающие нормальных для базальтового слоя значений 6,8 км/с, большое различие пластовых скоростей в верхней и нижней толще, а также сильные различия в конфигурации границ $d_{2\text{отр}}^K$ и $d_{3\text{отр}}^K$. Отмеченная неопределенность положения границы Конрада в разрезе земной коры является предметом обсуждения в литературе. Например, в работе Н.Н.Павленковой (1973) предлагается во всех случаях проводить границу К по кровле высокоскоростного слоя.

Граница Мохоровичича - $d_{0\text{отр}}^M$ - установлена по волновым признакам, значениям эффективной (6,1-6,3 км/с) и пластовой скорости (8,0-8,4 км/с) в подстиляющем слое. Перечисленные признаки не противоречат обобщенной модели земной коры в изученных методом ГСЗ районах. На ее природу существует две основные точки зрения. Согласно одной из них, раздел М отделяет перидотитовые по составу породы верхней мантии от более кислой коры (Соболев В.С., Соболев Н.В., 1971), породы которой в нижней своей части метаморфизованы в зеленосланцевой, гранулитовой и эклогитовых фациях (Лути и др., 1971). По представлениям Н.А.Беляевского (1974), границей М является фазовый переход базальта (габбро) в эклогит. Существуют и промежуточные точки зрения на характер поверхности М.

Выделенная на сейсмическом разрезе граница Мохоровичича характеризуется скачком скоростей, т.е. является акустически сильной что находит подтверждение в значительной интенсивности волн $P_{0\text{отр}}^M$ и незначительной - преломленных волн P_0^M .

Приведенные данные позволяют рассматривать выделенную вдоль профиля границу М как физическую поверхность резкой смены пород различного состава. Предполагается, что эта поверхность претерпела впоследствии перестройку под воздействием тектонических процессов в земной коре. Мощность коры изменяется от 30 до 38 км, граничные скорости в ее основании по данным отдельных измерений преломленных волн равны 8,4 км/с, пластовые 8,0-8,4 км/с. Максимальная глубина ("корни гор") отмечается под Сихотэ-Алинем, как и на южных пересечениях.

Глубже поверхности М зафиксирована еще одна отражающая граница в верхней мантии - d_1^M . Эффективная скорость по нее равна 6,3-6,4 км/с, мощность подстиляющего пласта - 6-12 км. Пластовые скорости в слое - 8,0-8,4 км/с. По сравнению с коровыми границами наблюдаются большие по амплитуде смещения участков границ вдоль нарушений, а за счет заглухания некоторых

коровых разломов — большая протяженность блоков по горизонтали. На профиле Литовко-Инноцентьевский все без исключения выделенные нарушения фиксируются на поверхности проведенными съемками и подтверждаются другими геофизическими методами.

Наиболее важной особенностью полученного разреза является обнаружение высокоскоростной толщи в основании базальтового слоя. Аналогичные пласты в последнее время стали выделять в тектонически активных зонах континентов и в океане (Вольвовский, 1973). Нами подобный слой выделялся ранее на профилях ГСЗ в Сихотэ-Алине, что свидетельствует о его региональном распространении, по крайней мере, в пределах крупных структур. Этот слой некоторые исследователи связывают с локальным развитием базито-эктогитового комплекса пород земной коры (Беляевский, 1974).

Характерной особенностью разреза является также понижение значений верхнекоровых пластовых скоростей в блоке, слагающем Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий.

Наконец, следует отметить область сравнительно низких значений пластовой скорости в нижней части базальтового слоя, приуроченную к Восточно-Сихотэ-Алинскому синклинирию. Этот факт вполне может быть связан с активной магматической деятельностью в районе скоростной аномалии в недавнем прошлом.

На основании сейсмического разреза был составлен плотностной разрез земной коры (рис. 48). При этом плотностные границы отождествлялись с сейсмическими границами раздела, а значения плотности определялись из зависимости $v = 6\rho - 11$ (Пузырев, 1957). Рассчитывался суммарный гравитационный эффект разреза по программе, предложенной А.В. Кудрей (1971). В основу вычислительной схемы положен алгоритм, реализующий расчет на плотности $Z = 0$ поля первой вертикальной производной гравитационного потенциала от двумерного поля постоянной плоскости, поперечное сечение которого аппроксимируется многоугольником с произвольным числом вершин. Исходными данными для решения задачи являются K пар координат вершин многоугольника, избыточная плотность σ , координата Z начальной точки счета и количество точек, в которых необходимо вычислить Δg .

Гравитационная кривая Δg по профилю Литовко-Инноцентьевский часто подразделяется на положительную и отрицательную ветви. Область положительных значений Δg характеризует платформенную часть разреза (Средне-Амурскую впадину), отрицательных — геосинклиналию (структуры Сихотэ-Алиня).

Для верхней мантии плотность колеблется от 3,15 до 3,25 г/см³, что согласуется с изменением значений пластовой скорости от 8,0 до 8,4 км/с.

Для поверхности M значение избыточной плотности колеблется от 0,11 до 0,22 г/см³, что связано в основном с неоднородностью базальтового слоя. На границе K избыточная плотность невелика и в среднем равна 0,05 г/см³. На кровле гранитно-метаморфического слоя в пределах Средне-Амурской впадины $\sigma = 0,1$ г/см³, в зоне

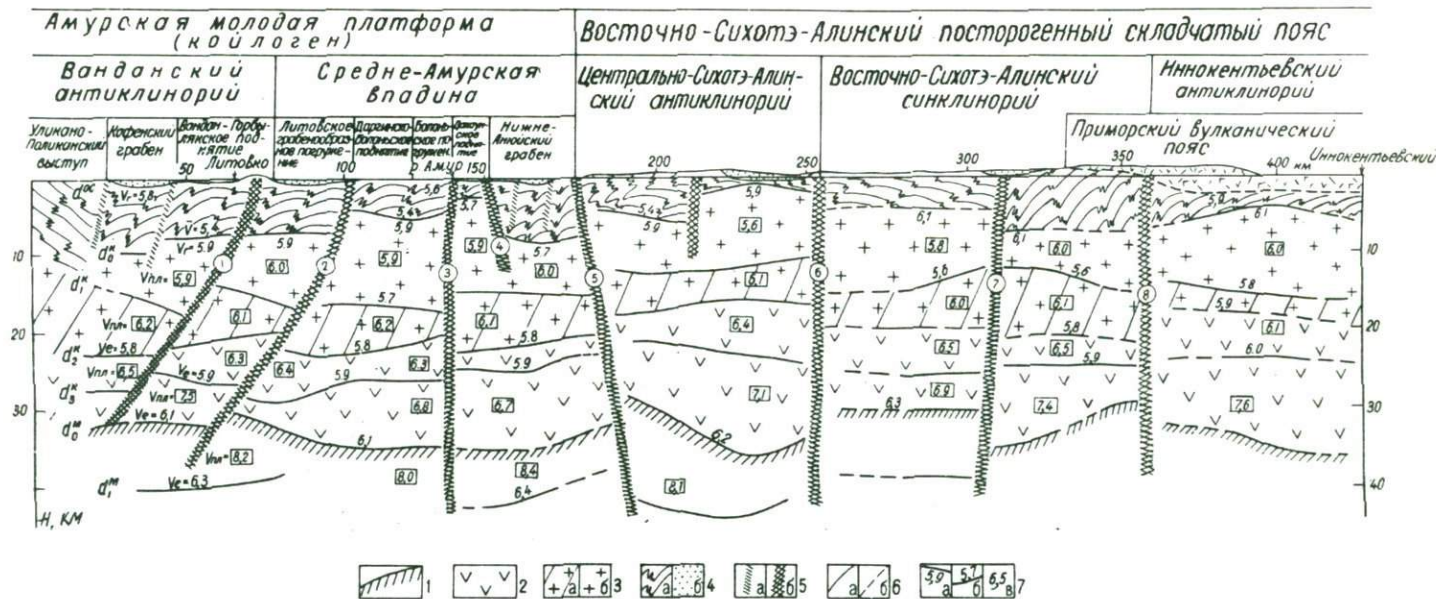


Рис. 48. Плотностная модель (а) и сейсмогеологический разрез вдоль профиля Литовко-Инноктеньевский (б)

1 - подошва земной коры, 2 - metabазальтовый (габбровый) слой; 3 - гранитно-метаморфический слой: а - метаандезитовый (диоритовый), б - гранитно-гнейсовый; 4 - вулканогенно-осадочный слой: а - складчато-кристаллический фундамент, б - чехол из пород третичного возраста; 5 - разрывные нарушения: а - по геологическим данным; б - по сейсмическим данным; б - сейсмические границы: а - достоверные, б - предполагаемые; 7 - скорости распространения продольных сейсмических волн: а - граничные, б - эффективные, в - пластовые; разрывные нарушения: 1 - Литовский, 2 - Даргинский, 3 - Болоньский, 4 - Амурский, 5 - Даубихинский, 6 - Центрально-Сихотэ-Алинский, 7 - Арму-Бикинский, 8 - Восточно-Сихотэ-Алинский

Сихотэ-Алиня значение избыточной плотности уменьшается в среднем до $0,02 \text{ г/см}^3$, а в Приморском вулканическом поясе ее значение возрастает до $0,11 \text{ г/см}^3$. На дневную поверхность выходят породы с $\rho = 2,3 \text{ г/см}^3$, что соответствует палеогеновым отложениям, представленным алевролитами, глинами, углистыми сланцами.

Из сравнения наблюдаемой и рассчитанной (в редукции Буге) кривых изменения силы тяжести вдоль профиля ГСЗ видно удовлетворительное совпадение значений Δg . Величина расхождений не превышает 10 мгл.

С запада на восток профилем пересекаются следующие структурные элементы наиболее низкого порядка: Ванданский антиклинорий, Средне-Амурская впадина, Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий, Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий и выделяемый нами Иннокентьевский антиклинорий (см. рис. 47, б).

В пределах Ванданского антиклинория профиль пересекает часть его восточного крыла - Уликано-Поликанский выступ, который ограничен на западе Куканским разломом, на востоке - Кафенским грабеном и сложен палеозойско-мезозойскими сложно дислоцированными собственно геосинклинальными образованиями (Геология СССР, т. 29, 1966). Средние мощности вулканогенно-осадочного и гранитно-метаморфического слоев составляют соответственно 10 и 15 км. Западнее Литовского разлома граница М погружается до 38 км. Увеличение мощности земной коры и утолщение гранитно-метаморфического слоя в направлении с востока на запад свидетельствует о принадлежности Уликано-Поликанского выступа к крупной положительной структуре (Ванданский антиклинорий).

Кафенский грабен располагается западнее Уликано-Поликанского выступа, имеет ширину около 30 км и мощность осадочных отложений до 1200 м. С запада и востока он ограничен разрывными нарушениями, вероятно, неглубокого заложения. Подошва палеоген-неогеновых отложений фиксируется скоростью 5,8 км/с. Такое довольно высокое значение граничной скорости, по-видимому, свидетельствует о вулканогенном составе пород в кровле фундамента.

Вандан-Горбылякское поднятие пересекается в самом узком участке и сложено здесь юрскими терригенными песчаниками. Формирование поднятия связано с подвижками вдоль Литовского разлома в палеоген-неогеновое время. Это подтверждается разницей мощностей вулканогенно-осадочного слоя (9 км в западном опущенном блоке, 6 км в восточном) и вертикальным смещением раздела d_0^k вдоль плоскости разлома до 3 км.

Участок от начала профиля до Литовского разлома рассматривается как Ванданский блок земной коры на основании выдержанности мощности вулканогенно-осадочного слоя и увеличения мощности гранитно-метаморфического слоя в направлении свода Ванданского антиклинория. Уликано-Поликанский выступ, Кафенский грабен и Вандан-Горбылякское поднятие следует рассматривать как структуры более высокого порядка, осложняющие восточное крыло Ванданского антиклинория.

Средне-Амурская впадина имеет ширину около 100 км и выполнена преимущественно осадочно-вулканогенным комплексом пород третичного возраста. С запада впадина ограничена Литовским разломом, на востоке — Даубихинским. Внутри этих ограничений впадина разбита тремя разломами глубинного заложения: Даргинским, Болоньским и Амурским, вдоль которых с верхнемелового и до конца третичного времени происходили различные по амплитуде вертикальные смещения отдельных блоков земной коры. Разломы ориентированы в северо-восточном направлении. Подвижки вдоль них обусловили сложное строение внутри самой впадины, состоящей из ряда горстообразных и грабенообразных дислокаций: Литовского и Болоньского грабенообразных погружений, Дахаунского поднятия и Нижне-Ануйского грабена. Эти осложняющие структурные элементы более высоких порядков отражаются в конфигурации подошвы третичных отложений и характеризуются различными (3–8 км) мощностями вулканогенно-осадочного слоя. В восточной части впадины регистрируются относительно низкие значения граничных скоростей (5,7 км/с) в кровле фундамента. Это указывает на существенно осадочный разрез этой части впадины и, возможно, унаследованное ее развитие. Мощность чехла третичных отложений в пределах впадин достигает 9 км.

Структура впадины подчеркивается увеличенным отношением мощностей гранитно-метаморфического и базальтового слоев до 1–1,5. Границы Конрада и Мохоровичича являются зеркальным отражением кровли гранитно-метаморфического слоя, что свидетельствует о том, что рассматриваемый участок представляет собой синклинорий.

На дневной поверхности Средне-Амурская впадина, Вандан-Горбылякское поднятие и Кафенский грабен представляют обширную низменную равнину, частично осложненную холмисто-увалистыми возвышенностями северо-восточного простирания (Вандано-Горбылякская, Болоньская, Хемчирская и др.). В этих поднятиях обнажаются породы палеозойско-мезозойского фундамента, которые служат источниками обломочного материала для формирования покровного чехла при пенецпленизации Сихотэ-Алинской складчатой области. Наличие чехла, относительная выровненность и преобладание процессов денудации позволяют рассматривать эту область как молодую платформу.

Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий с запада ограничен Даубихинским глубинным разломом, с востока — Центрально-Сихотэ-Алинским. Часть восточного крыла взброшена вдоль разлома почти на 4 км. На дневной поверхности в сводовой части обнажаются осадочные и вулканогенные образования каменноугольного и пермского возрастов, в восточном крыле развиты юрско-меловые отложения (Геология СССР, т. 29, 1966). Мощность коры под антиклинорием составляет почти 40 км, на долю гранитно-метаморфического слоя приходится 20 км. Западное крыло антиклинория опущено на 3 км вдоль Даубихинского разлома, перекрыто чехлом Средне-Амурской впадины и вулканитами Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и характеризуется уменьшением мощности всех

трех слоев земной коры. Отношение мощностей гранитно-метаморфического и базальтового слоев равно 0,7-0,8.

В Восточно-Сихотэ-Алинском синклинории отмечается увеличение мощности вулканогенно-осадочного слоя до 8 км, а отношение мощностей гранитно-метаморфического и базальтового слоев возрастает до 1,45 км. В западном крыле синклинория развиты нижнемеловые породы, осевая часть и восточное крыло перекрыты образованиями Приморского вулканического пояса.

В восточной части профиля отмечается раздвиг мощности гранитно-метаморфического слоя с 11 до 15 км, что подчеркивается конфигурацией границы М. По этим признакам нами выделяется Иннокентьевский антиклинорий. В геологических полях антиклинорий не обозначается. В составе вулканогенно-осадочного слоя намечается промежуточная граница с $v_r = 5,9$ км/с. Поверхность этой границы мы отождествляем с подошвой Приморского вулканического пояса, мощность которого в таком случае составляет 3,5 км. Так как породы комплекса деформированы, их истинная мощность, наверное, превышает 4 км. Сокращенная мощность вулканогенно-осадочного слоя и отсутствие древних пород на этом участке профиля свидетельствуют о продолжающемся формировании антиклинория.

В целом участок от Даубихинского разлома до побережья Татарского пролива представляет собой Сихотэ-Алинскую складчатую область, состоящую на чередующихся положительных и отрицательных структур, которые осложнены Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинскими и Приморским вулканическими поясами.

В настоящее время период орогенеза в Сихотэ-Алине завершен, и область находится в стадии активной денудации. Все это послужило основанием для выделения Восточно-Сихотэ-Алинского посторогенного складчатого пояса.

Слоистая структура коры вдоль профиля нарушена рядом разломов. При их выделении использовались критерии, применяемые в ГСЗ (Давыдова и др., 1972), и геологические данные (Геология СССР, т. 29, 1966). Среди выделенных нарушений можно отметить глубинные (проникающие в верхнюю мантию) и коровые.

Изложенные данные подтвердили представление о том, что земная кора в Сихотэ-Алинской складчатой системе относится к континентальному типу. Она разделена глубинными разломами на ряд блоков и в настоящее время представляет собой складчато-глыбовую область мезозойской складчатости. При анализе структурных элементов первого порядка вдоль профиля установлено, что Средне-Амурская впадина ограничивается Литовским разломом, а не распространяется западнее его, уточнено положение глубинных разломов вдоль профиля и в толще земной коры, выделен Иннокентьевский антиклинорий, обнаружить который геологическими методами не представлялось возможным.

На основании полученных в Сихотэ-Алине сейсмических разрезов приходим к следующим выводам о строении земной коры. Максимальная мощность коры составляет 42 км и приурочена к антиклинории.

риям и крупнейшим глубинным разломам (Колумбинский, Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинории, Центрально-Сихотэ-Алинский разлом). Как исключение, повышенная мощность коры отмечена в Главном синклинории Сихотэ-Алиня. Минимальной мощностью коры (30-32 км) характеризуется Туманган-Суйфунский антиклинорий и антиклинории, примыкающие к континентальному склону, - Прибрежный и Иннокентьевский. Для остальных структур Сихотэ-Алиня независимо от их знака характерна средняя мощность коры 36-38 км.

Базальтовый слой земной коры достигает наибольшей мощности 18-20 км в районах также максимальной мощности коры (Туманган-Суйфунский, Колумбинский, Прибрежный, Иннокентьевский антиклинории, Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, Центрально-Сихотэ-Алинский разлом). Минимальная мощность базальтового слоя (10 км) отмечается в Арму-Бикинском, Восточно-Сихотэ-Алинском синклинориях, на Амурской платформе.

Гранитно-метаморфический слой земной коры толщиной 24 км наблюдается на участке между Колумбинским и Арму-Бикинским синклинориями и в северном блоке Ханкайского массива, до 18 км в Центрально-Сихотэ-Алинском и Ванданском антиклинориях. Сокращенная мощность слоя (до 8 км) отмечена в Туманган-Суйфунском и Восточно-Сихотэ-Алинском синклинориях и в южной части Ханкайского массива.

Вулканогенно-осадочный слой достигает максимальной мощности 5-6 км и более в главном синклинории Сихотэ-Алиня, Восточно-Сихотэ-Алинском, Алчанском и Суйфунском синклинориях, в Средне-Амурской впадине и на участке между Центрально-Сихотэ-Алинским и Иманским разломами. Минимальная мощность (1-2 км) наблюдается в антиклинориях Туманган-Суйфунском, Колумбинском, Прибрежном, Главном антиклинории Сихотэ-Алиня.

Глубинные разломы разделяют главнейшие структуры складчатой области Сихотэ-Алиня и протягиваются вдоль простирания их осевых линий на многие сотни километров. Верхнекоровые и мантийные нарушения имеют подчиненное значение и, как правило, наблюдаются во внутренних зонах структур.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Глубинное строение восточной части Сибирской платформы рассмотрим на примере профилей Джелинда-Муна, Сунтар-Жатай, Мирный-Русская Речка и Мирный-Шологонцы, пересекающих все основные структуры региона. Эти профили выполнены авиасейсмическим способом по единой системе наблюдений, а интерпретация материала осуществлена по изложенной выше методике с применением ЭВМ. Профилями освещены крупнейшие структурные элементы платформы: северный склон Алданской и южный склон Анабарской антеклиз, Богуобинская седловина, Вилюйская синеклиза, частично Предверхоанский прогиб и осложняющие их структуры второго порядка.

Замечания, сделанные ранее для Сихотэ-Алиня, о природе сейсмических границ и о расслоении земной коры сохраняют свою силу и для Сибирской платформы. Принципиальным отличием региона является более сложное строение вулканогенного-осадочного слоя и самой поверхности консолидированной коры. В связи с близкими упругими характеристиками карбонатной толщи осадочного чехла и верхней части консолидированной коры не всегда удается однозначно установить границу раздела между ними, что осложняет составление обобщающих схем. Преломляющая граница d_0^k является поверхностью кристаллического фундамента платформы, представленного интенсивно метаморфизованными и дислоцированными архейско-нижнепротерозойскими сланцами и гнейсами. О возрасте фундамента Сибирской платформы среди исследователей нет единого мнения. Одни из них (Спижарский, 1973) считают, что фундамент платформы целиком сложен породами архейского возраста, другие признают его гетерогенным, допуская развитие в его составе не только архейских, но и нижнепротерозойских (Лутц и др., 1971) и даже байкальских (Шатский, 1963) образований. В работе Д.К. Горштейна и др. (1963) отрицается связь рельефа фундамента с его внутренним строением. Здесь сильнее выражены переходные свойства толщи между корой и мантией, в связи с чем также неуверенно устанавливается положение подошвы коры. Перейдем к рассмотрению надструктурных элементов платформы.

Алданская антеклиза. В ее пределах расположены южное окончание маршрута Желинда-Муна (рис. 49, а, вкладка) и юго-восточная часть профиля Мирный-Русская Речка (рис. 49, б). Поверхность фундамента обнажается на Алдано-Учурском поднятии, погружаясь на остальных участках до 2,5 км. На разрезах выделяются также Буотама-Амгинское поднятие (между одноименными реками) и Синский выступ, разделенные депрессией. Амплитуды поднятий составляют 2-2,5 км. Горизонтальные размеры около 100 км. Граничные скорости вдоль d_0^k равны 5,5-6,2 км/с, что ниже среднего значения (6,6 км/с) на параметрических профилях.

Гранитно-метаморфический слой характеризуется мощностью 18-28 км и двумя границами d_1^k и d_2^k разделяется на толщи с платовыми скоростями 5,0-5,8 и 6,0-6,5 км/с и мощностями соответственно 2-6 и 4-20 км. На профиле Мирный-Русская Речка разрез гранитно-метаморфического слоя нерасчленен. Граница $d_{2отр}^k$ в большинстве случаев является также и преломляющей. Граничные скорости в верхней части гранитно-метаморфического слоя изменяются от 6,3 до 6,5 км/с, на подошве слоя они равны 7,4-7,7 км/с.

На поднятиях граница в толще фундамента неконформна по отношению к его поверхности, во впадинах наблюдается согласное их залегание. Нижняя часть гранитно-метаморфической толщи соответствует по скоростям диоритовому слою земной коры (Моисеенко, 1971). На западном склоне Алданской антеклизы диоритовый слой отсутствует.

Базальтовый слой характеризуется выдержанной мощностью около 16 км и границей $d_{3отр}^k$ разделяется на верхнюю и нижнюю

толщи примерно равной мощности. Пластовые скорости в них соответственно равны 6,7–6,8 и 7,3–7,5 км/с, а эффективные скорости до границ раздела 6,3–6,4 и 6,5–6,6 км/с.

Граница d_0^M отрождествляется с кровлей переходного слоя между корой и верхней мантией и залегает на глубине около 43 км. По мощности в составе коры Алданской антеклизы преобладает гранитно-метаморфический слой.

Маршрутами ГСЗ подтверждены выделяемые ранее глубинные разломы и намечен ряд новых. Все они характеризуются структурными признаками и скоростными различиями в соседних блоках земной коры, а также локальными изменениями хода кривых Δg и ΔT . Структурными критериями разломов могут служить, в частности, амплитуды перемещения границ по линии нарушений, которые возрастают с глубиной. На Алданской антеклизе амплитуды вертикальных перемещений блоков составляют 2–4 км.

Анабарская антеклиза маршрутами Джелинда–Муна и Мирный–Шологонцы изучена в области южного склона, где фундамент расположен вблизи дневной поверхности. Здесь выделяется Мунский свод и Мархинское поднятие. Граница d_0^K залегает на глубинах от 0,1 до 3 км. Граничные скорости вдоль нее на Мархинском поднятии 6,5–6,7 км/с. На Мунском своде они значительно ниже – 5,5 км/с и сопоставимы со значениями на Алданской антеклизе. Такое различие в граничных скоростях свидетельствует о разном возрасте образований фундамента на рассматриваемых участках. Гранитно-метаморфический слой характеризуется мощностью около 20 км и состоит из двух толщ, нижняя из которых на Мархинском поднятии соответствует диоритовому слою ($v_{пл} = 6,5–6,6$ км/с). На Мунском своде нижняя толща низкоскоростная ($v_{пл} = 5,8$ км/с). Граница раздела между толщами характеризуется граничными скоростями 6,8–7,5 км/с и располагается несогласно поверхности фундамента.

Кровля базальтового слоя – граница d_2^K – залегает на глубинах 20–24 км. Эффективная скорость до нее равна 5,7–5,9 км/с. Пластовая скорость в слое 7,0–7,3 км/с. На Мунском своде базальтовый слой границей d_3^K разделяется на две примерно равные части, на Мархинском поднятии промежуточная граница не выделена. Общая мощность базальтового слоя 10–15 км.

Поверхность переходного слоя коры d_0^M располагается на глубине 35–37 км и характеризуется в рассматриваемых блоках существенно разными эффективными скоростями. На Мунском своде эффективная скорость до раздела М равна 5,9 км/с, выделен переходный слой мощностью 6 км с пластовой скоростью 7,8 км/с. Нижняя граница слоя d_1^M описывается эффективной скоростью 6,1 км/с и залегает на глубине 43 км.

Анабарская антеклиза отделяется от соседних структур глубинными разломами. Наиболее сложно через серию ступенчатых взбросов в подошве коры сочленяется она с Предверхоянским прогибом. Такими же нарушениями ограничены Мунский свод и Мархинское

поднятия. Отмеченные на разрезах нарушения проявляются локальными аномалиями хода кривых Δg и ΔT (см. рис. 49).

Сейсмические характеристики Мархинского поднятия и Мунского свода позволяют утверждать о разновозрастности их фундаментов, а резкие различия в глубинном строении говорят о существенно разной истории их геологического развития.

Ботубинская седловина представляет собой относительно приподнятую по поверхности фундамента область, разделяющую Тунгусскую и Вилкойскую синеклизы. Маршрутом Мирный-Шологонцы пересечены выделяемые в основном по отложениям верхнего протерозоя (граница d^{OC}) структуры второго порядка: Ангаро-Вилкойский прогиб, Маркокинское поднятие и Верхне-Ыгытанская депрессия. Отложения верхнего протерозоя по значениям граничных скоростей (5,1–6,3 км/с) представляются разнородными. Можно предположить, что в горизонтальном направлении происходит смена преимущественно карбонатных и терригенных разновозрастных пород, которые были вскрыты и опорными скважинами на Ботубинской седловине. Депрессии по границе d^{OC} глубиной 0,5–1,5 км разделяют локальные поднятия, на которых подстилающие породы выходят на поверхность.

Поверхность фундамента (граница d_0^K) на Ботубинской седловине залегает на глубине 4–6 км. Максимальные глубины отмечаются в Ангаро-Вилкойском прогибе и приразломной зоне на Маркокинском поднятии. Граница d_0^K построена со средней скоростью 5,5 км/с, которая совпадает с граничной скоростью на границе d^{OC} . Возможно, за счет этого заглублена поверхность фундамента по сравнению с данными других исследователей (Бабаян и др., 1975), которыми в качестве расчетной принималась скорость 5,2 км/с. Граничная скорость на кровле консолидированной коры изменяется в пределах 6,1–6,8 км/с. Ботубинская седловина по границе консолидированной коры отчетливо отделяется от Анабарской антеклизы наклонным разломом с амплитудой перемещения 4 км.

Гранитно-метаморфический слой в пределах седловины характеризуется мощностью 10–18 км и пластовой скоростью 5,7–6,4 км/с. Диоритовый слой отсутствует, за исключением Верхне-Ыгытанской депрессии, где намечаются фрагменты этого слоя мощностью 4–6 км.

Базальтовый слой земной коры составляет 18 км и границей делится на две неравные толщи. Верхняя толща имеет большую мощность (12 км) и пластовую скорость 6,4–6,5 км/с. Нижняя толща характеризуется мощностью 6–10 км и пластовой скоростью 6,7–7,7 км/с.

Подошва земной коры залегает на глубине 40 км. Эффективная скорость до нее равна 6,2–6,4 км/с. Вся толща земной коры на протяжении профиля разобрана глубинными разломами на блоки, амплитуды подвижек по которым составляют 2–4 км. В целом на Ботубинской седловине базальтовый слой на 4–6 км мощнее гранитно-метаморфического.

Вилъюйская синеклиза пересечена вдоль восточного и южного бортов профилями Джелинда-Муна, Сунтар-Жатай и Мирный-Русская Речка (см. рис. 49). Границей Алданской антеклизы и Вилъюйской синеклизы служит верхнекорковый разлом севернее р. Матты, откуда начинается региональное погружение кровли консолидированной коры. Поверхность фундамента в пределах Вилъюйской синеклизы погружается до 12 км, образуя обширные по площади, с поперечным сечением более 100 км, структуры второго порядка (Баппагайский выступ, Хапчагайский мегавал).

Граничная скорость вдоль поверхности фундамента изменяется от 5,0 до 6,6 км/с, различаясь по значениям в пределах отдельных структур. Например, основание Баппагайского выступа и прослеженного далее на север Линденского прогиба сложено породами с низкой скоростью упругих колебаний ($v_T = 5,0-5,7$ км/с). В основании Хапчагайского мегавала залегает диоритовый комплекс пород с граничной скоростью 6,6 км/с. Примыкающие к антеклизам склоны Вилъюйской синеклизы и Предверхоанского прогиба характеризуются средними значениями граничных скоростей 5,9-6,2 км/с. Сейсмический разрез Джелинда-Муна со всей очевидностью показывает гетерогенность кристаллического фундамента как по составу отложений, так, возможно, и по их возрасту.

Гранитно-метаморфический слой на восточном борту Вилъюйской синеклизы и в Предверхоанском прогибе изменяется по мощности от 12 до 22 км, границей d_1^K он делится на верхнюю толщу с пластовыми скоростями 5,6-5,9 км/с и нижнюю с пластовыми скоростями 5,8-5,2 км/с. Мощности толщи резко изменяются от структуры к структуре. В сводовых частях положительных структур верхний слой примерно вдвое мощнее нижнего, в депрессиях фундамента - нижний слой более мощный. Верхний слой совершенно выклинивается по направлению к Хапчагайскому мегавалу, что выделяет его по глубинному строению среди остальных структур. Без сомнения, отмеченная особенность глубинной геологии должна проявляться и в строении осадочного чехла.

Базальтовый слой земной коры вдоль маршрута изменяется по мощности от 11 до 20 км и границей d_3^K разделяется на две примерно равные части. Пластовые скорости в верхнем слое 6,3-6,9 км/с, в нижнем 7,0-7,9 км/с. Подстилается верхний слой породами верхней мантии и переходного слоя.

Верхняя мантия в пределах Вилъюйской синеклизы отличается высокими пластовыми скоростями, равными 8,1-8,7 км/с.

В Предверхоанском прогибе под базальтовым слоем расположена переходная толща с пластовыми скоростями, равными 7,4 - 7,6 км/с. Подошва земной коры на восточном склоне Вилъюйской синеклизы и в Предверхоанском прогибе находится на глубине 38-44 км. Между гипсометрическим положением поверхности и подошвы земной коры существует, хоть и слабая, но вполне закономерная обратная зависимость. Приподнятым участкам фундамента чаще всего соответствует погружение границы d_0^M . Эффективные скорости до

поверхности M равны 6,1–6,5 км/с, до границы в мантии – 6,3–6,7 км/с. Земная кора разделяется на блоки глубинными разломами вертикального заложения (исключением является Верхне-Синский разлом). Амплитуды перемещений блоков 2–6 км, что превышает почти вдвое подвижки земной коры в сопредельных антеклизях. Предверхоянский прогиб сочленяется с Анабарской антеклизой посредством взброшенного блока севернее р. Хоруонка.

Южный борт Виллюйской синеклизы осложнен глубокими прогибами поверхности консолидированной коры и не менее значительными поднятиями с амплитудой до 12 км. Наиболее примечательной структурой на южном борту синеклизы является Кемпендяйская впадина, пересеченная маршрутами Сунтар-Жатай и Мирный-Русская Речка. Впадина расположена между Сунтарским сводом, Верхне-Синским выступом и Алданской антеклизой. Кемпендяйская впадина со всех сторон ограничена глубинными разломами. В осадочном чехле впадины развита соляная тектоника, осадочные образования дислоцированы и представлены как терригенными отложениями палеозоя, так и карбонатными образованиями верхнего протерозоя. Отсюда становится ясной вся сложность идентификации многочисленных преломляющих границ, фиксирующихся в ней при проведении сейсмических исследований. Нами выделена по волне P^{OC} предположительно поверхность карбонатных отложений – граница d^{OC} , и консолидированной коры – d_0^K . Первая поверхность характеризуется граничной скоростью 5,2–5,9 км/с. Мощность осадочного чехла изменяется от десятков метров до 5 км, глубина поверхности кристаллического фундамента от 2 до 12 км.

На Сунтарском поднятии, расположенном западнее, граница d^{OC} выходит на поверхность, а кровля коры находится на глубине 1 км. Сунтарское поднятие глубинным разломом отделяется от Ыгытанского прогиба, в сторону которого поверхность фундамента погружается вновь на 7 км и далее поднимается до 2 км в Ботуобинской седловине, характерной особенностью которой является высокое значение граничной скорости (до 7,2 км/с) на разделе d_0^K .

Гранитно-метаморфический слой в пределах южного борта Виллюйской синеклизы характеризуется мощностью 16–20 км. Максимальные мощности слоя приурочены к Сунтарскому поднятию и Верхне-Синскому выступу, минимальные отмечаются в Кемпендяйской впадине. В отличие от других районов Сибирской платформы, здесь не наблюдается расчленения слоя на толщи. Лишь на Сунтарском поднятии видны фрагменты границы d_1^K , под которой по значению пластовой скорости можно предположить диоритовый слой незначительной мощности.

Кровля базальтового слоя определяется эффективной скоростью 6,8–5,9 км/с и глубиной залегания около 20 км. Базальтовый слой, как и повсюду, границей d_3^K разделен на верхнюю и нижнюю толщи примерно равной мощности. Пластовые скорости в верхней толще 6,3–6,8 км/с, в нижней 7,0–7,2 км/с.

Кровля переходного слоя в верхней мантии определена эффективной скоростью 6,0–6,5 км/с и залегает в среднем на глубине 40 км.

Только в Кемпендяйской впадине отмечено ее аномально мелкое положение в разрезе (30 км). Если принять, что граница правильно отождествлена по всему профилю, Кемпендяйская впадина по глубинному строению отвечает синклинорной структуре орогенных областей. Возможно, она является реликтом такой структуры, тогда становятся понятными особенности разреза земной коры на этом участке. Сокращенной мощностью земной коры может быть объяснен и глубокий минимум гравитационного поля, приуроченный к впадине.

Следует отметить, что крупнейшие структуры (Вилуйская синеклиза и Ботубинская седловина) разделены наклонным разломом, тогда как все глубинные разломы, ограничивающие структуры второго порядка, — вертикальные.

Анализ сейсмических разрезов Сибирской платформы позволяет сделать ряд выводов общего характера. Земная кора восточной части Сибирской платформы по сейсмическим характеристикам является типично континентальной. В ней представлены три основных слоя: вулканогенно-осадочный, гранитно-метаморфический и базальтовый. Каждый из двух последних в свою очередь подразделяется на верхнюю и нижнюю толщи, различающиеся мощностями и пластовыми скоростями. В основании земной коры на большей части изученной территории обнаруживается переходный слой мощностью 6–10 км, отличающийся от вещества мантии меньшей пластовой скоростью (7,3–7,6 км/с). Переходный слой, по-видимому, отсутствует в Вилуйской синеклизе на Сунтарском поднятии, Хапчагайском мегавале и Башпагайском выступе, местами на Алданской и Анабарской антекклизах (Синский выступ и Мунский свод). Пластовая скорость в мантии на этих участках по данным отраженных волн равна 8,1–8,7 км/с.

Максимальная мощность коры (43–45 км) отмечается на Алданской и Анабарской антекклизах и Башпагайском выступе в Вилуйской синеклизе. Минимальные мощности земной коры (30–32 км) приурочены к глубоким депрессиям на Вилуйской синеклизе (Буотамская впадина). Остальные структуры характеризуются средней мощностью коры 38–40 км.

Базальтовый слой на всей изученной территории, за исключением Предверхоанского прогиба, примерно одинаковой мощности (18–20 км). В Предверхоанском прогибе на поднятиях толщина базальтового слоя уменьшается до 12 км, в прогибах возрастает до 20 км. Гипсометрическое положение поверхности слоя определяется структурным планом. На поднятиях базальтовый слой залегает глубже, чем в депрессиях. Например, на Башпагайском выступе и Алдано-Учурском поднятии до поверхности базальтового слоя 26 км, а в Кемпендяйской и Буотамской впадинах — 14–18 км. Предверхоанский прогиб и здесь представляет собой исключение — в нем на поднятиях базальтовый слой залегает выше (16 км), чем в Линденском прогибе (20 км). Средняя глубина базальтового слоя на Сибирской платформе около 20 км.

Гранитно-метаморфический слой залегает на глубинах от нескольких сотен метров на Алданской и Анабарской антекклизах до 14 км

в депрессиях Виллойской синеклизы. Рекогносцировочными маршрутами ГСЗ по поверхности фундамента выделены структуры второго порядка с горизонтальными размерами от 50 до 200 км и амплитудой от 1 до 12 км.

На антеклизях структуры обычно небольшой амплитуды (1–2 км) на Ботубинской седловине они увеличиваются до 4 км и достигают максимальных величин (10–12 км) в Предверхоанском прогибе (Линденская впадина, Лунгхинский прогиб) и Виллойской синеклизе (Кемпендяйская впадина). В отрицательных надпорядковых структурах максимальные амплитуды приурочены к прогибаниям кровли консолидированной коры.

Мощности гранитно-метаморфического слоя закономерно изменяются в зависимости от структурного плана: положительным структурам соответствуют максимальные мощности (22–29 км), отрицательным – минимальные (4–19 км). Разница в мощностях слоев на структурах разного знака составляет около 10 км. Наибольшая разница (20 км) отмечена в Виллойской синеклизе, где мощность гранитно-метаморфического слоя на Баппагайском выступе равняется 24 км, а в Лунгхинском прогибе всего 4 км.

Вулканогенно-осадочный слой, составляющий чехол Сибирской платформы, достигает максимальной мощности (14 км) в депрессиях Виллойской синеклизы и Предверхоанского прогиба. На Ботубинской седловине его мощность колеблется от 1 до 6 км, на антеклизях она минимальная и, за редким исключением, даже в депрессиях не превышает 1–2 км.

Из анализа мощностей слоев земной коры изученной территории Сибирской платформы следует, что структурный план по верхним горизонтам прослеживается только в пределах гранитно-метаморфического слоя, – точнее, его верхней толщи. Граница d_1^k , разделяющая гранитно-метаморфический слой, неконформна по отношению к его кровле, также наблюдается обратная зависимость в поведении рельефа кровли и подошвы земной коры. Как правило, приподнятые участки верхней мантии соответствуют прогибаниям кровли консолидированной коры.

Выделенные на сейсмических разрезах глубинные разломы и скоростные неоднородности подчеркивают блоковый характер строения земной коры и показывают, что тектонические ограничения крупнейших структур, а также структур второго порядка (возможно, и более низких порядков) связаны именно с ними.

Все структуры первого порядка, за исключением Предверхоанского прогиба, характеризуются примерно равной мощностью базальтового слоя. Для Предверхоанского прогиба мощность базальтового слоя на поднятиях составляет 12 км, а в впадинах (Линденская) 20 км, что в сочетании с обратным соотношением мощностей гранитно-метаморфического слоя характерно для структур складчатых областей. На этом основании Подверхоанский прогиб следует включить в состав Верхоянской складчатой системы, а границу Лено-Енисейской плиты провести по ее западному борту.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате экспериментальных исследований в основном разработан и опробован в труднодоступных районах Сибири и Дальнего Востока при рекогносцировочном изучении земной коры авиасейсмический способ, основанный на возбуждении упругих волн взрывами авиабомб и регистрации колебаний телеуправляемыми автоматическими станциями. При этом решены следующие методические вопросы.

1. Обоснована симметричная система дифференциальных зондирований, при расчете которой учитываются горизонтальные размеры неоднородностей на всех основных границах раздела в земной коре, параметрические наблюдения при одноэтапном изучении профиля.

2. На экспериментальном материале, полученном в результате взрывов более 600 авиабомб разного калибра выявлены оптимальные условия возбуждения упругих волн, разработана методика расчета глубины погружения авиабомб и эффективности взрывов в различных грунтах, обеспечивающая регистрацию глубинных волн до 150–200 км от пункта взрыва.

3. Исследованы условия многоприборной регистрации упругих колебаний установками автоматических регистраторов "Тайга" большой протяженности (300 км), определены оптимальные частотные характеристики фильтров в изученных районах (0 – 10 Гц для преломленных и 6–14 Гц для отраженных волн), улучшены эксплуатационные характеристики телевключения регистраторов и определены условия управления ими с воздуха в радиусе более 200 км.

4. Разработана методика полевых наблюдений, включающая расчет оптимальной загрузки самолетов и вертолетов авиабомбами, аппаратурой и горючим, определение момента взрыва авиабомб несколькими способами, меры безопасного выполнения наблюдений.

5. Разработана и опробована в опытном порядке методика бомбометания в сложных метеоусловиях по целям, маркированным радиомаяками. При этом обеспечивается точность сброса авиабомб, не меньшая, чем при визуальном бомбометании.

6. Совместно с СНИИГИМС разработана и испытана в полевых условиях аппаратура и методика радиогеодезической привязки пунктов наблюдений с помощью импульсной системы "Мир". При этом обеспечивается точность определения координат не ниже 20 м

при радиусе до 200 км в условиях полета в процессе выполнения сейсмических работ, а также прокладка маршрутов наблюдений.

Интерпретация материалов выполнена на основе теории дифференциальных зондирований с применением дискретной корреляции волн. В качестве параметрических наблюдений в Сихотэ-Алине использованы данные непрерывных наблюдений ГСЗ вдоль профиля Кировский-Зарубино, на Сибирской платформе – данные КМПВ и наблюдения по сгущенной сети в районе г. Якутска. При этом решены следующие методические вопросы.

1. Определены конкретные критерии дискретной корреляции волн на территории восточной части Сибирской платформы и в складчатой области Сихотэ-Алиня.

2. На рекогносцировочном этапе исследований установлено, что волновые поля по количеству регистрируемых волн, надежности их прослеживания и корреляции в этих регионах в принципе близки между собой, что позволило применить единую методику обработки материала.

Сейсмические разрезы, несмотря на их схематичность и стремление упорядочить волновую картину в интересах структурного анализа, позволили установить глубинное строение структур второго и более высоких порядков и выявить закономерности соотношения слоев земной коры в них.

Охарактеризованные в структурном плане морфоэлементы коры подтвердили и в ряде случаев уточнили принятое ранее тектоническое районирование изученных территорий. Подтверждены и прослежены на всю мощность земной коры глубинные разломы и намечен ряд новых нарушений, а также структур второго порядка. Выделенные на моделях земной коры нарушения, как правило, ограничивают крупные структуры и являются границами соответствующих блоков. Многие блоки земной коры в своих пределах нарушены внутрикоровыми или мантийными разломами. Особая ценность полученных сейсмических разрезов, на наш взгляд, заключается в том, что они позволяют наметить участки детальных сейсмических и других геолого-геофизических исследований, сделать более обоснованные теоретические заключения о строении земной коры.

3. Методика обработки опорных волн, связанных с кровлей и подошвой земной коры, на наш взгляд, удовлетворительна. Об этом говорят примеры совпадения построений, выполненных разными авторами независимо друг от друга. Крайне важным для установления природы границ является локализация "переходных" зон от коры к мантии. На ряде структур Сибирской платформы среди подавляющего числа "переходных" (7,5–7,9 км/с) значений пластовых скоростей в верхней мантии установлены "нормальные" значения ($v_{пл} \geq 80$ км/с), что позволяет оставить за ними прежнее название верхней мантии. Такие же соотношения наблюдаем и в Сихотэ-Алине.

4. Дальнейшее развитие методики интерпретации дискретных наблюдений на восточных окраинах страны связано с более подробным изучением коровых волн и природы внутрикоровых границ. Это можно сделать, отказавшись от стремления проследить одну группу волн вдоль профиля. Необходимо фиксировать на разрезе каждую группу колебаний, удовлетворяющую волновым критериям, не прибегая для этого к построениям временных полей и годографов. Последние следует использовать лишь для определения эффективных и пластовых скоростей во внутренних слоях земной коры, где для прослеживания основных групп волн и контроля за правильностью корреляции большую помощь окажут точечные годографы, получаемые из предложенной системы дифференциальных зондирований. Безусловно, такой подход к обработке требует разнообразных алгоритмов и машинного счета.

Геологические результаты исследований заключаются в установлении континентального типа земной коры в изученных районах, ее слоисто-блокового характера, уточнении нарушений и определении глубины их проникания, выявлении глубинного строения структур второго и более высоких порядков. В результате сейсмических построений выделены три основных слоя: вулканогенно-осадочный, гранитно-метаморфический и базальтовый. Два последних, в свою очередь, подразделяются на верхнюю и нижнюю толщи, различающиеся пластовыми скоростями и мощностями. Установлены следующие особенности строения земной коры.

1. В основании земной коры на большей части изученной территории Сибирской платформы обнаружен переходный слой мощностью 6–10 км, отличающийся от вещества верхней мантии меньшей пластовой скоростью (7,3–7,6 км/с). Переходный слой отсутствует на ряде положительных структур (Сунтарское поднятие, Хапчагайский мегавал, Башпагайский и Синский выступы, Мунский свод). На разрезах Сихотэ-Алиня в нижней толще базального слоя обнаружен высокоскоростной слой (7,1–7,6 км/с), подстилаемый породами верхней мантии с нормальными значениями пластовых скоростей. Участки повышенной пластовой скорости отмечаются главным образом в основаниях антиклинориев.

2. Выделенные на сейсмических разрезах глубинные разломы и скоростные неоднородности подчеркивают блоковый характер земной коры и подтверждают, что тектонические ограничения структур связаны именно с ними.

3. Наблюдается обратная зависимость в поведении рельефа кровли и подошвы земной коры. Как правило, приподнятым участкам верхней мантии соответствуют прогибания кровли коры.

4. Максимальные мощности земной коры в 45 км на Сибирской платформе и 42 км в Сихотэ-Алине приурочены к крупнейшим положительным структурам (Алданская и Анабарская антеклизы, Башпагайский выступ, Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий). Минимальные мощности коры в 30–32 км приурочены к глубоким депрессиям, синклинориям и антиклинориям, примыкающим к континентальному склону (Прибрежный, Иннокентьевский).

5. Из анализа мощностей земной коры изученной территории следует, что структурный план по верхним горизонтам прослеживается только в пределах верхней толши гранитно-метаморфического слоя. В поведении базальтового слоя верхние горизонты не отражаются.

6. При анализе структурных элементов второго порядка, а также соотношения мощностей установлено, что Предверхоянский прогиб следует включить в состав Верхоянской складчатой системы, а границу Лено-Енисейской плиты провести по его западному борту. Средне-Амурская впадина ограничивается Литовским разломом, а не распространяется западнее него. Выделен Иннокентьевский антиклинорий, обнаружение которого геологическими методами не представлялось возможным.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов А.Г., Вейцман П.С., Гальперин Е.И. и др. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при работах по ГСЗ в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: ГСЗ земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 282–300.
- Алексеев А.С. О кинематических и динамических свойствах глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры. — В кн.: ГСЗ земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 320–334.
- Аргентов В.В., Киселева Л.Г., Оспанов А.Б. О физической природе волн, регистрируемых в первых вступлениях при наблюдениях ГСЗ в Юго-Западном Приморье. — "Труды СахКНИИ", 1970, вып. 24, с. 161–167.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ. М., "Наука", 1976, 170 с.
- Бабаян Г.Д., Подваркова И.В., Уваров В.Ф., Черных М.Н. Некоторые черты строения земной коры Якутской алмазоносной провинции. — "Сов. геология", 1975, № 12, с. 118–125.
- Белецкий Г.Г., Левин И.И., Потапьев С.В. Результаты испытаний радиогеедезической системы "Мир-1" и возможности ее применения для планового обоснования геофизических съемок. — В кн.: Региональные геофиз. исследов. в труднодоступн. районах. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974, 279 с.
- Бедерке Э. К вопросу геологии и геофизики глубин. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960, с. 115.
- Берзон И.С., Епинатьева А.М., Парийская Г.Н., Стародубровская С.П. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М., Изд-во АН СССР, 1962, 511 с.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967, 303 с.
- Брезе Ю.К., Горбатилов В.Г., Ерушин В.П. и др. Определение координат взрыва при сейсмических исследованиях. — В кн.: Регион. геофиз. исслед. в труднодоступных районах. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 51–64.
- Будянский Ю.А. Формально-логический анализ корреляции сейсмических волн. — "Труды СахКНИИ", 1975, вып. 37, с. 117–125.
- Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., "Недра", 1973, 208 с.
- Галкин И.Н. Построение сейсмической модели земной коры. М., "Наука", 1972, 123 с.

- Гальперин Е.И. Азимутальный метод сейсмических наблюдений. М., Гостоптехиздат, 1955, 146 с.
- Гамбурцев Г.А. Сейсмические методы разведки, ч. II. М., Гостоптехиздат, 1938, с. 140.
- Геология СССР. Хабаровский край и Амурская область, т. 29, ч. I. М., "Недра", 1966.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Сахалино-Хоккайдо-Приморская зона. М., "Наука", 1971, 286 с.
- Горштейн Д.К., Гудков А.А., Косолапов А.И., Лейпциг А.В., Мельников В.М., Мокшанцев К.Б., Фрадкин Г.С., Черский Н.В. Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 23-64.
- Грамберг И.С., Сороков Д.С., Лазуркин Д.В. Задачи и направление региональных геолого-геофизических работ на нефть и газ в арктической части Восточной Сибири на 1971-1980 гг. - "Геология нефти и газа", 1969, № 2, с. 27-31.
- Давыдова Н.И., Шварц Я.Б., Ярошевская Г.А. Волновая картина при ГСЗ на профиле Магадан - Колыма. - В кн.: ГСЗ земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 133-145.
- Давыдова Н.И., Иванцов Ю.С., Таль-Вирский Б.Б. и др. Свойства глубинных сейсмических границ в Западном Узбекистане. - В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972, с. 37-49.
- Давыдов С.С. Фортификационные подземные конструкции, их расчет и проектирование. М., 1946, 269 с.
- Докучаев М.М., Родионов В.И., Ромашов А.Н. Взрыв на выброс. М., Изд-во АН СССР, 1963, 76 с.
- Жданов В.В. О природе поверхности Конрада. - В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971.
- Калашников Н.И., Бачевский Р.С., Беличенко А.И. и др. Информационное устройство и системы разведочной геофизики. Киев, "Наукова думка", 1973, 202 с.
- Киселева Л.Г. О природе сейсмических волн в зоне Ханкайского массива. - "Геология и геофизика", 1972, № 5, с. 96-105.
- Клементьев В.М., Потапьев С.В. Лазерная сейсмостанция. - В кн.: Геофизическая аппаратура, вып. 51. Л., "Недра", 1973, с. 67-69.
- Корнев А.Г., Антипин А.Г. К методике расчета авиасредств для сейсмических исследований. - В кн.: Региональные геофиз. исслед. в труднодоступ. районах. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 32-36.
- Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., "Наука", 1968.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М., "Недра", 1969, 615 с.
- Крылов С.В. О точности результатов сейсмических зондирований преломленными волнами. - "Геология и геофизика". 1964, № 4, с. 120-130.
- Крылов С.В., Рудницкий А.Л. О соотношении систем непрерывных и точечных сейсмических наблюдений. - В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири, вып. 93. М., "Наука", 1970, с. 22-23.
- Крылов С.В., Янушевич Т.А. Дискретная корреляция волн при региональных сейсмических исследованиях земной коры. - В кн.: Глубинные сейсмич. исслед. в Западной Сибири, вып. 93. М., "Наука", с. 52-66.
- Кудря А.В. Решение обратной задачи гравиметрии для двумерных тел произвольного поперечного сечения. - "Геология и геофизика", 1971, № 6.
- Логачев А.А. Магниторазведка. Л., "Недра", 1968, 295 с.

- Лунарский Г.Н., Непрочнов Ю.П. Опыт применения сейсмоакустических радиобуев при ГСЗ на Черном море. — В кн.: ГСЗ земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 455–461.
- Лурье А.Г. Сейсмизондирование МОВ с применением авиатранспорта (аэросейсмика) в Среднем Приобье. — "Геофиз. разведка", 1963, № 14 с. 47–60.
- Лутц Б.Г., Томашевская И.С., Акимов А.П., Талдин Н.Е. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций глубинных пород. Скорости распространения в них упругих волн при высоких давлениях. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971, с. 66–67.
- Мельник А.А. Вертолет на службе геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, 83 с.
- Моисеенко Ф.С. Диоритовый слой земной коры. — В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири, вып. 1, 2, 4. Новосибирск, 1971, с. 240.
- Оспанов А.Б., Аргентов В.В., Утнасин В.К., Хорьянова М.И. Частотные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при исследованиях ГСЗ в Юго-Западном Приморье. — "Труды СахКНИИ", 1972, вып. 26, с. 190–194.
- Павленкова Н.Н. Волновые поля и модель земной коры. Киев, "Наукова думка", 1973, с. 219.
- Покровский Г.И., Федоров И.С. Действие удара и взрыва в деформируемых средах. М., Промстройиздат, 1957, 276 с.
- Потапьев С.В. Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской низменности. — "Сов. геология", 1967, № 3, с. 125–129.
- Потапьев С.В. О проникновении авиабомб в грунты и сейсмической эффективности взрывов. — "Геология и геофизика", 1973, № 3 с. 110–113.
- Потапьев С.В. Авиасейсморазведка в труднодоступных районах. — В кн.: Регион. геофиз. исслед. в труднодоступных районах. Новосибирск. "Наука", 1974 а, с. 6–21.
- Потапьев С.В. Выполнение авиасейсмических наблюдений. — В кн.: Регион. геофиз. исслед. в труднодоступных районах. Новосибирск, "Наука", 1974 б, с. 21–31.
- Потапьев С.В. Признаки дискретной корреляции волн при региональных исследованиях в Вилюйской синеклизе. — В кн.: Регион. геофиз. исслед. в труднодоступных районах. Новосибирск, "Наука", 1974 в, с. 76–92.
- Потапьев С.В., Суворов В.Д. О возможности выделения нарушений при точечных зондированиях преломленными волнами. — "Геология и геофизика", 1967, № 1, с. 92–101.
- Потапьев С.В., Туезов И. К. Результаты глубинного сейсмического зондирования в Приморье. — В кн.: Регион. геофиз. исслед. в труднодоступных районах. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 46–50.
- Потапьев С.В., Чичинин И.С. Метод возбуждения сейсмических волн путем бомбометания при региональных исследованиях в труднодоступных районах Сибири. — "Геология и геофизика", 1965, № 9, с. 101–109.
- Потапьев С.В., Шемякин В.Я. Определение глубины взрыва авиабомб по воронкам неполного выброса. — В кн.: Регион. геофиз. исслед. в труднодоступных районах. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Потапьев С.В., Жильцов Э.Г., Курбатский В.Н. Экспресс-обработка данных точечных сейсмических зондирований отраженных волн на ЭВМ. — "Труды СахКНИИ", 1975, вып. 37, с. 227–234.
- Потапьев С.В., Синюков А.Н., Корнеев Ю. Г. К методике сейсмических работ с бомбометанием. — "Геология и геофизика", 1972, № 7, с. 82–90.

- Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1957, 451 с.
- Пузырев Н.Н. К теории интерпретации точечных сейсмических наблюдений. — "Геология и геофизика", 1963, № 9, с. 66–81.
- Пузырев Н.Н. Общие вопросы корреляции сейсмических волн. — В кн.: Дискретная корреляция сейсмич. волн. Новосибирск, "Наука", 1971, с. 5–13.
- Пузырев Н.Н. Об инвариантах временных полей. — "Геология и геофизика", 1974, № 3, с. 64–69.
- Пузырев Н.Н., Крылов С. В., Потапьев С.В. Точечные сейсмические зондирования. — В кн.: Методика сейсморазведки. М., "Наука", 1965, с. 5–71.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск, "Наука", 1975, 158 с.
- Пузырев Н.Н., Косминская И.П., Вольвовский И.С. Общие сведения о схемах наблюдений в ГСЗ. — В кн.: Глубинные сейсмич. исслед. в Западной Сибири, вып. 93. М., "Наука", 1970, с. 7–21.
- Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В. и др. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. — "Геология и геофизика", 1974, № 5, с. 155–167.
- Раджабов М.М. Определение лучевых скоростей по годографу отраженных волн. — "Физика Земли", 1972, № 9, с. 84–92.
- Резанов И.А. О геологической природе сейсмических границ раздела в земной коре. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971, с. 136.
- Ризниченко Ю.В., Косминская И.П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. — "ДАН СССР", 1963, т. 153, № 2, с. 324.
- Синицын В.М. Сияль. Л., "Недра", 1972, 167 с.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. УССР. — В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев, "Наукова думка", 1971, с. 116–182.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Природа границы Мохоровичича и минеральный состав верхней части мантии по петрографическим данным. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971, с. 136.
- Спижарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., "Недра", 1973, с. 240.
- Тархов А.Г. Основы геофизической разведки методом радиокип. М., Госгеолтехиздат, 1961, 216 с.
- Трофимук А.А., Притула Ю.А., Савинский К.А. Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы и основные задачи региональных геолого-геофизических работ на нефть и газ на 1971–1980 гг. — "Геология нефти и газа", 1969, № 2, с. 4–9.
- Чичинин И.С., Потапьев С.В. Способ сейсмической разведки. Авт. свид. № 202532 от 16.01.64 г. "Бюл. изобрет.", 1967, № 19.
- Чичинин И.С., Егоров Г.В., Потапьев С.В. и др. Полевые испытания аппаратуры "Тайга" и метода возбуждения сейсмических волн путем бомбометания при исследовании поверхности фундамента. — В кн.: Методика сейсморазведки. М., "Недра", 1968, с. 96–120.
- Чичинин И.С., Егоров Г.В., Бочанов А.И. Переносная телеуправляемая сейсмическая аппаратура "Тайга". — В кн.: Методика сейсмических исследований. М., "Наука", 1969, с. 78–95.

- Шатский Н.С. Об отношении кембрия к протерозою и о Байкальской складчатости. — В кн.: Н.С. Шатский. Избр. тр., т. 1 М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 581–587.
- Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. — "Геотектоника", 1965, № 5, с. 7–35.
- Barringer A.R. New approach to exploration. The input airborne electrical pulse prospecting system. — "Mining Congr. J.", 1962, Oct.
- Bound B.R. Model experiments and survey results from a wingtip-mounted electromagnetic prospecting system. — "Geophys. prospect.", 1961, 9, N 3.
- Campbell D.E. Helicopter Borne acoustic command control system for subwater installations. Offshore Technol. Conf. North Central Expressway, Dallas, Texas, 1971.
- Davis P.D. Instrumentation in aircraft for radiation measurement. — "Nucl. Sci. and Engng", 1957, 2.
- Davis P.D. e. a. Aerial drop telemetering sensor. Patent USA, Jan. 12, 1971, 3555502.
- Dudley E., Campbell D.E. Helicopter Borne Acoustic Command Control System for subsea installations. Offshore Technol. Conf., North Central Expressway, Dallas, Texas, 1971.
- Fuchs K., Landisman M. The Earth beneath the continents. — Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. (Wash.), 1966, 10, p. 433–452.
- Gupta R.N. Reflection of elastic waves from a linear transition layer. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1966, 56, N 2.
- Hamilton F.F. Method and apparatus for airborne seismic exploration, Denver, 80218. Patent USA, May 5, 1970, 3509960.
- Henderson H.B. Air deliverable seismic system. Garland, Texas. Patent USA, Dec. 5, 1972, 3704764.
- Hugh S. Prospection seismique. — "Shell Avion News", 1964, N 307, p. 15–13.
- Kellog W.C. Airborne AFMAC-theory equipment and operation in Western United States. — "Mines Mag", 1961, 51, N 5.
- La Coste L. Airborne gravity measurements. Paper SEG Meeting, El Paso, Texas, 1959.
- Nettleton L.L., La Coste L., Harrison. Tests of an airborne gravity meter. — "Geophysics", 1960, 25, N 1.
- Pemberton R.H. Combined geophysical prospecting system by helicopter. — "Mining Engng", 1961, 13, N 1.
- Thompson L.G.D., La Coste L. Airborne gravity measurement, 1960, 65, N 1.
- Ward S.N. AF-Mag airborne and ground. — "Geophysics.", 1959, 14, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| <u>Предисловие</u> | 3 |
| <u>Введение</u> | 5 |
| 1. <u>Аэрогеофизические методы исследований</u> | 10 |
| 2. <u>Возбуждение и регистрация упругих колебаний</u> | 18 |
| Возбуждение упругих колебаний взрывами авиабомб | - |
| Регистрация упругих колебаний | 29 |
| 3. <u>Линейная система наблюдений дифференциальных зондирований</u> | 35 |
| Теоретическое обоснование систем наблюдений | - |
| Система наблюдений на Сибирской платформе | 40 |
| Система наблюдений в складчатой области Сихотэ-Алиня | 44 |
| 4. <u>Методика и техника полевого эксперимента</u> | 47 |
| Применение авиации для бомбометания и наблюдений на про- филе | - |
| Определение момента взрыва авиабомб | 53 |
| Безопасность наблюдений | 68 |
| 5. <u>Радиогеодезическое обеспечение авиасейсмических наблюдений</u> | 71 |
| Испытания трехканальной радиогеодезической системы "Мир" | 72 |
| Методика радиогеодезических измерений | 74 |
| 6. <u>Перспективы развития методики авиасейсмических исследова- ний</u> | 78 |
| Бомбометание по сейсмическим целям, маркированным радио- маяками | - |
| Бомбометание с вертолетов | 82 |
| Схема авиасейсмических исследований на море и в открытом океане | 83 |
| Схема авиасейсмических исследований в прибрежных районах | 86 |
| Лазерная сейсмическая станция | 90 |
| 7. <u>Интерпретация данных авиасейсмических наблюдений</u> | 94 |
| Дискретная корреляция волн | 95 |
| Волновые поля и скоростные модели | 114 |
| Построение сейсмических моделей земной коры | 130 |
| Выделение неоднородностей и нарушений | 140 |
| 8. <u>Геологическая эффективность авиасейсмических исследований ГСЗ в труднодоступных районах Сибири и Дальнего Востока</u> | 142 |
| Сейсмическая модель земной коры Сихотэ-Алиня | 144 |
| Сейсмическая модель земной коры Сибирской платформы | 153 |
| <u>Заключение</u> | 161 |
| <u>Литература</u> | 165 |

Станислав Васильевич Потапов

**АВИАСЕЙСМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Утверждено к печати
Сахалинским комплексным научно-
исследовательским институтом
ДВНЦ АН СССР

Редакторы Т.С. Барина, В.М. Медер

Художник Ю.Л. Ноэдри

Художественный редактор Т.П. Поленова

Технический редактор Г.В. Лазарева

Подписано к печати 30/IV - 77 г. Т - 07748
Усл.печ.л. 10,8+2,0 вкл. Уч.-изд.л. 13,6
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 900 экз. Тип.зак. **88**.
Цена 1р.32к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 32 к.

2131

