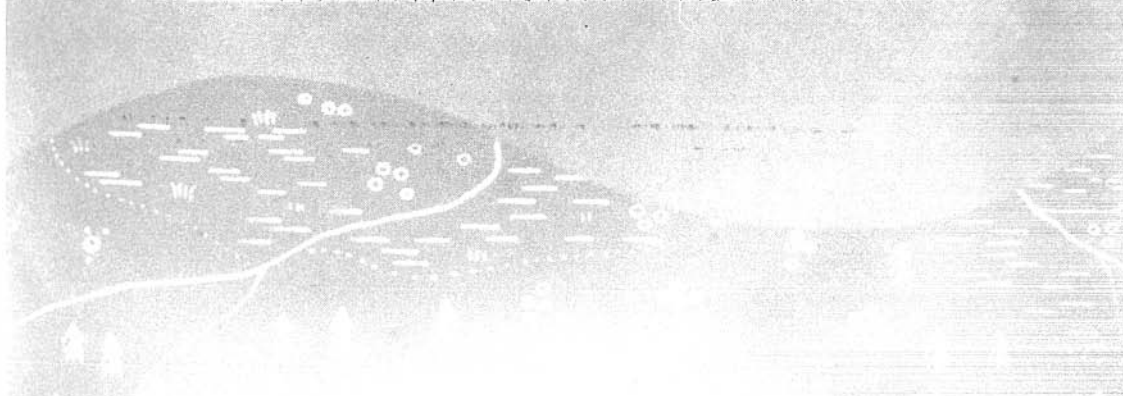
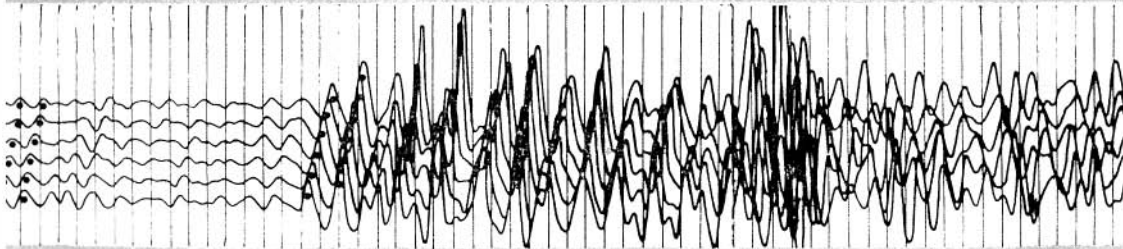
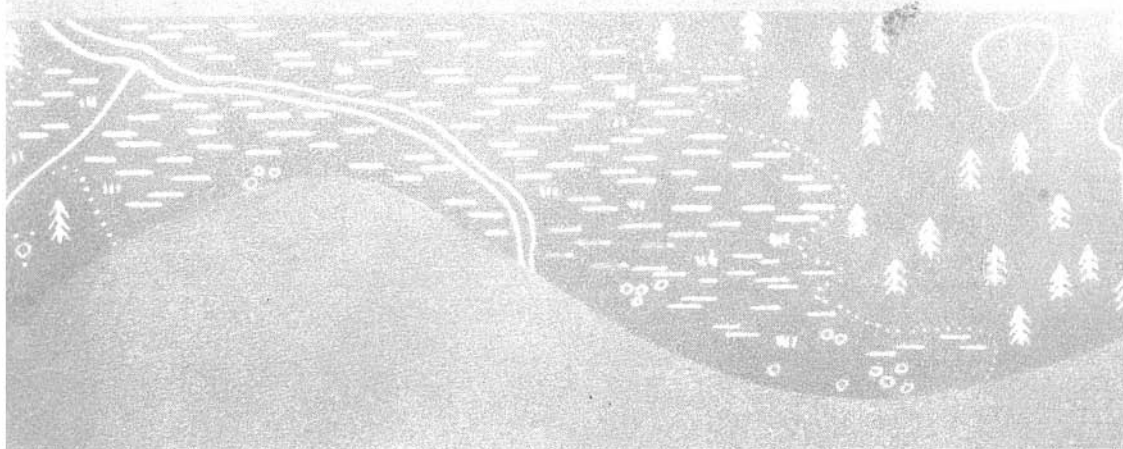


МЕТОДИКА И АППАРАТУРА ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ТРУДНОДОСТУПНОЙ МЕСТНОСТИ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ В СИБИРИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 389

**МЕТОДИКА И АППАРАТУРА
ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ
СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В ТРУДНОДОСТУПНОЙ МЕСТНОСТИ
И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ В СИБИРИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1978

В монографии обобщаются результаты исследований коллектива сибирских геофизиков по созданию теории, методики и аппаратуры для региональных сейсмических исследований в труднодоступных районах Сибири. С использованием разработанной методики точечных (дифференциальных) сейсмических зондирований с аппаратурой «Тайга» в ряде районов Сибири (Западно-Сибирская плита, Сибирская платформа, Алтай-Саянская область, Байкальская рифтовая зона) получены новые, важные в научном и практическом отношении данные о строении складчатого фундамента, глубоких зон земной коры и верхней мантии.

Работа представляет интерес для специалистов в области методики сейсмических исследований и для широкого круга геологов и геофизиков, занимающихся изучением глубинного строения Сибири.

Коллектив авторов:

*Н. Н. Пузырев, Г. Д. Бабаян, А. И. Бочанов, Г. В. Егоров,
С. В. Крылов, В. Л. Кузнецов, М. М. Мандельбаум, Б. П. Ми-
шенский, В. К. Монастырев, А. Л. Рудницкий, В. Д. Суворов,
И. С. Чичилин*

Ответственные редакторы:

чл.-кор. АН СССР **В. В. Федынский**
д-р физ.-мат. наук **И. П. Косминская**

Основные перспективы прироста запасов важнейших видов минерального сырья связываются с изучением недр малоосвоенных и в значительной своей части труднодоступных восточных районов нашей страны — Сибири и Дальнего Востока. Поэтому здесь особенно велика роль региональных геофизических исследований, направленных на получение в короткие сроки сведений о крупных чертах строения верхней части консолидированной земной коры, ее глубоких зон и верхов мантии на всей территории. Эти сведения необходимы для сравнительной оценки перспектив отдельных районов и научно обоснованной постановки поисково-разведочных работ по выявлению месторождений полезных ископаемых.

Необходимость расширения работ по изучению земной коры и верхней мантии в целях исследования процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых подчеркивается в «Основных направлениях развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 годы», принятых на XXV съезде КПСС.

Среди методов глубинной геофизики все больший размах приобретают сейсмические исследования, при этом основной объем работ выполняется методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), т. е. с применением мощных искусственных источников колебаний. Верхняя часть консолидированной коры (прежде всего поверхность фундамента платформ) изучается преимущественно корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). Сейсмические методы обеспечивают наиболее высокую точность и достоверность результатов о строении глубоких недр; их данные являются опорными при интерпретации материалов других более дешевых и простых геофизических методов, которым, как правило, свойственна значительная степень неоднозначности в решении обратных задач.

Задачи глубинных сейсмических исследований можно условно подразделить на две группы. К первой относятся вопросы изучения крупных черт строения недр на обширных территориях, включающих геологически разнородные провинции. Вторая группа задач сводится к детальному изучению относительно небольших и наиболее интересных участков. При глубинных сейсмических исследованиях нередко стремятся совместить относительно высокую детальность работ с изучением больших территорий, что приводит к высокой стоимости, низким темпам работ и недостаточной эффективности детальных и региональных исследований. В то же время известны примеры весьма успешного проведения глубинных сейсмических исследований при условии их сосредоточения на задачах только регионального или только детального характера. Так, новые важные сведения о строении земной коры и верхов мантии больших территорий получены в относительно короткие сроки в результате малодетальных работ в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану [111], на трансконтинентальных пересечениях Северо-Американского материка [128]. Детальные работы наиболее эффективны, если они не совмещаются

с решением региональных задач, примерами чему могут служить исследования на участках Балтийского щита [23, 71], на территории Украины [107, 108] и в других районах.

Рекогносцировочные (малодетальные) работы должны опережать исследования детального характера, выполняться в короткие сроки на обширных, в том числе и труднодоступных, территориях — отсюда и исходит, как известно, рациональная стратегия геолого-геофизических исследований [123].

Сейсмические исследования рекогносцировочного этапа в восточных районах нашей страны долгое время фактически не проводились, так как существовавшие методика и аппаратура практически не могли быть сколько-нибудь эффективно применены в условиях труднодоступной местности, покрытой тайгой, болотами, горами и почти лишенной дорог. Поэтому к началу 60-х гг. сложилась противоречивая ситуация: именно в сибирских районах с колоссальным потенциалом еще не открытых минеральных ресурсов подобные насущно необходимые работы не получили широкого развития в основном из-за отсутствия методической и аппаратной базы. Применение известных сейсмических методик (КМПВ, ГСЗ в традиционном варианте непрерывного профилирования) оказалось малоэффективным. Удалось лишь исследовать поверхность фундамента платформенных районов на отдельных маршрутах и локальных площадях, но и это не дало сколько-нибудь представительных сведений о региональном строении. На всю Сибирь имелся лишь один 300-километровый профиль ГСЗ в южной, степной части Западно-Сибирской равнины (Барабинский профиль, работы НТГУ и СНИИГГиМСа, 1958 г.).

В последнее время совершенствование сейсмического метода разведки было направлено преимущественно на повышение его детальности и точности [1, 12, 31]. Такая же тенденция характерна и для развития методики глубинного сейсмического зондирования [43, 71, 81, 85, 126]. Целью данной работы является создание, с использованием предшествующего опыта сейсморазведки, методики относительно малодетальных сейсмических исследований глубоких недр в пределах обширных, в том числе труднодоступных, регионов.

Вопрос о необходимости разработки специальной методики глубинной сейсморазведки для сибирских условий, прежде всего применительно к изучению фундамента, впервые был поставлен В. К. Монастыревым в Западно-Сибирском геофизическом тресте. В 1956 г. по его инициативе для изучения поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты было начато успешное опробование упрощенных систем наблюдений методом преломленных волн, рассчитанных на использование локальных элементов годографов этих волн вместо трудно реализуемых систем непрерывных наблюдений. В дальнейшем это направление получило развитие в методических и аппаратных разработках, в практическом их использовании в районах Тюменской области. Массовое применение и развитие упрощенные системы наблюдений преломленных волн нашли при региональных работах в Средней Азии и некоторых районах европейской части нашей страны [24].

С 1961 г. в ИГиГ СО АН СССР Н. Н. Пузыревым и его сотрудниками начата разработка методики произвольных систем точечных (дифференциальных) сейсмических зондирований с использованием волн разных типов (отраженных, головных, рефрагированных, обменных). К середине 60-х гг. были разработаны и практически опробованы главные компоненты этой методики: дискретная корреляция сейсмических волн; специальные дву- и трехмерные временные поля, являющиеся обобщением понятия сейсмического годографа на случай произвольной системы источников и приемников колебаний; способы определения параметров среды по временным полям; пригодные для реализации в труднодоступной местности схемы маршрутных и площадных сейсмических наблюдений.

Одновременно рядом новосибирских академических и отраслевых организаций (ИГиГ СО АН СССР, ИАиЭ СО АН СССР, СНИИГГиМС МГ СССР, Сибирское ОКБ МГ СССР) была сконструирована, широко опробована и передана в серийное производство облегченная, управляемая по радио аппаратура «Тайга» для регистрации сейсмических колебаний при региональных исследованиях (см. гл. I—IV).

Основой разработанной методики служит новый подход к идентификации волн, зарегистрированных на коротких разобценных участках (дискретная корреляция). Совместно рассматриваются разные типы волн от наиболее устойчивых протяженных границ в земной коре. Волны идентифицируются по ряду признаков, базирующихся на использовании кинематических, динамических характеристик колебаний и на общих закономерностях строения среды и распределения скоростей.

Наблюдения ведутся на предельно простых и в значительной степени произвольных системах зондирований (вдоль маршрутов или по площадной сети), состоящих из источника и короткой (0,5—1 км) регистрирующей установки, расстояния между которыми выбирается в области наилучшего выделения рассматриваемой волны или группы волн с учетом местных условий. Произвольность систем наблюдений и использование созданной телеуправляемой аппаратуры позволили обеспечить необходимую густоту пунктов определения параметров среды (отсчетных точек).

Наряду с годографами использовался и иной вид представления кинематических характеристик волн — специальные дву- и трехмерные поля времен. По полям времен с достаточной для рекогносцировочного этапа точностью находятся геометрические параметры сейсмических границ и распределение скоростей в среде.

В главе V новая методика сравнивается с традиционными видами региональных сейсмических исследований.

Широкое производственное внедрение выполненных научно-конструкторских разработок позволило приступить к планомерным, продолжающимся и в настоящее время, глубинным сейсмическим исследованиям на территориях Западно-Сибирской плиты с ее горным обрамлением, Сибирской платформы и в зоне Байкальского рифта (см. гл. VI).

Выполнение такой комплексной научно-производственной работы по созданию новой методики и аппаратуры, их внедрению и широкому производственному использованию оказалось возможным в результате тесного сотрудничества ряда научных и производственных организаций: ИГиГ СО АН СССР, ИАиЭ СО АН СССР, ИГ ЯФ СО АН СССР, СНИИГГиМСа МГ СССР, ЗапСибНИГНИ, подразделений Главтюменьгеологии, Новосибирского, Томского и Якутского территориальных ГУ, Восточного геофизического треста, треста Красноярскнефтегазразведка, Сибирского ОКБ НПО Союзгеофизика МГ СССР.

Успешному завершению аппаратурных и методических разработок, широкому опробованию и внедрению в промышленность новых методов способствовали многие ученые и специалисты. Авторы прежде всего признательны академику А. А. Трофимуку за постоянное внимание к разработкам на всех этапах, а также А. И. Богданову, В. В. Ансиму, Н. П. Чунареву, Ю. Г. Эрвье, Л. Г. Цибулину, Н. Н. Грачеву, Н. Г. Рожку, В. В. Ткаченко, В. А. Кондрашову, В. Г. Сибгатуллину, М. Н. Птицыной и многим другим товарищам.

При разработке аппаратуры «Тайга» активную поддержку оказали В. В. Федынский, Ю. Е. Нестерихин, Э. Э. Фотиади, М. К. Полшков, В. С. Сурков, Н. В. Архипов, Л. И. Орлов, И. Д. Панин.

В работах по обоснованию новых методов, конструированию аппаратуры, экспериментам в полевых условиях принимали участие большие коллективы указанных выше организаций. Многие специалисты внесли заметный вклад в разработку и получение геологических результатов: Э. С. Агаджанов, В. В. Алексеева, Г. П. Анистратов, Ю. Ф. Баринов,

Г. Ф. Бгатова, А. А. Дегтярев, В. И. Белов, И. И. Бобровник, Д. Д. и И. Д. Бондарь, З. А. Бриджинская, И. И. Вайман, В. П. Васильев, Л. Ш. Гиршгорн, А. Н. Грецкий, Д. Л. Дрыга, Л. В. Дубовик, А. И. Дыжин, А. В. Емельянов, Ю. Г. Зайцев, В. М. Замсков, В. Е. Захаров, А. М. Исайкин, В. А. Калашников, В. Н. Карпенко, О. Н. Климов, А. Л. Коган, А. Г. Комлягин, А. Ф. Колмаков, Ю. Г. Коновалов, А. Б. Крейнин, В. В. Крепец, А. Л. Крылова, Г. В. Крупская, Н. М. Левина, В. Г. Леонтьев, Г. Г. Масленникова, В. М. Мегеря, З. Р. Мишенькина, В. Ф. Никишина, В. М. Носов, М. В. Павлов, П. М. Прусова, Г. В. Петрик, В. П. Плескачев, И. В. Подваркова, С. В. Потапьев, Р. А. Ракитин, В. Г. Родиков, А. Г. Рясик, А. С. Сальников, А. С. Самойлович, В. С. Селезнёв, М. Д. Сергеев, Т. Г. Смирнова, М. З. Сницер, С. К. Сулковский, Р. К. Таишов, Л. Л. Трусов, Ф. М. Трусова, В. Ф. Уаров, Т. Н. Холоднякова, М. Ф. Черных, Е. С. Шляхтер, А. С. Штифанов, Ю. А. Щербаков, А. М. Якимов, А. И. Янис, Т. А. Янушевич.

Авторами отдельных глав работы являются: гл. I — Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, В. Д. Суворов, А. И. Бочанов, Г. В. Егоров, И. С. Чичинин; гл. II — Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, В. Д. Суворов, В. К. Монастырев; гл. III — А. И. Бочанов, Г. В. Егоров, И. С. Чичинин; гл. IV — Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов, В. Л. Кузнецов, Б. П. Мишенькин, В. К. Монастырев, А. Л. Рудницкий, В. Д. Суворов; гл. V — Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, В. К. Монастырев, А. Л. Рудницкий, В. Д. Суворов; гл. VI — Н. Н. Пузырев, Г. Д. Бабаян, С. В. Крылов, В. Л. Кузнецов, М. М. Мандельбаум, Б. П. Мишенькин, В. К. Монастырев, А. Л. Рудницкий, В. Д. Суворов.

ТРЕБОВАНИЯ К РЕГИОНАЛЬНЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ

§ 1. ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ И ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАБОТ

Важнейшая цель исследований — выявление региональных структур и изучение недр для установления связей приповерхностных геологических особенностей, контролирующихся доступные для добычи месторождения полезных ископаемых, со строением глубоких зон земной коры и верхов мантии.

Региональные сейсмические исследования — часть комплекса методов глубинной геофизики. Сейсмический метод должен давать опорные сведения для интерпретации аномалий гравитационного, магнитного и других естественных физических полей. По этим аномалиям выявленные особенности строения недр могут быть дополнены и распространены на территории, прилегающие к районам сейсмических работ.

В настоящее время имеются многочисленные геолого-геофизические факты и представления о модели земной коры, которые должны служить основой при определении доступных для экспрессного изучения сейсмическим методом характерных особенностей строения недр.

Очевидно, что при рекогносцировочных работах сейсмическим методом должны выявляться достаточно крупные черты строения земной коры и верхов мантии, важные для понимания глубинной природы региональных геологических структур и крупных аномалий естественных геофизических полей. Конкретные задачи и объекты исследований разнообразны. К ним, бесспорно, следует отнести сравнительное изучение недр платформ (молодых и древних), складчатых областей разного возраста и областей тектонической активизации (рифтовые зоны, районы современного вулканизма). Однако нельзя ограничиваться изучением этих весьма крупных объектов в целом, содержащих внутренние неоднородности разного порядка. Чтобы оценить возможность выявления этих неоднородностей на рекогносцировочном этапе, рассмотрим геологические данные по обнаженным районам и некоторые результаты глубинных сейсмических исследований.

Воспользуемся материалами тектонического районирования Сибири и Дальнего Востока по структурным и формационным признакам [22], ограничившись данными, относящимися к складчатым комплексам, т. е. геологическим телам, которые входят в состав консолидированной коры. Основными (наиболее крупными) структурами складчатых комплексов являются геосинклинальные прогибы, геоантиклинальные поднятия, прогибы орогенного типа и многие другие. Эти структуры различаются по внутреннему строению, составу горных пород и, как правило, ограничены крупными разломами. На рис. 1 приведены статистические данные о горизонтальных размерах более чем 60 таких структур. Преобладают вытянутые структуры с отношением длин осей, равным 3—5. Размеры по длинной оси достигают 800 км и более, преобладающие значения не превышают 600 км. Ширина структур достигает 300 км с преобладанием значений около 100 км.

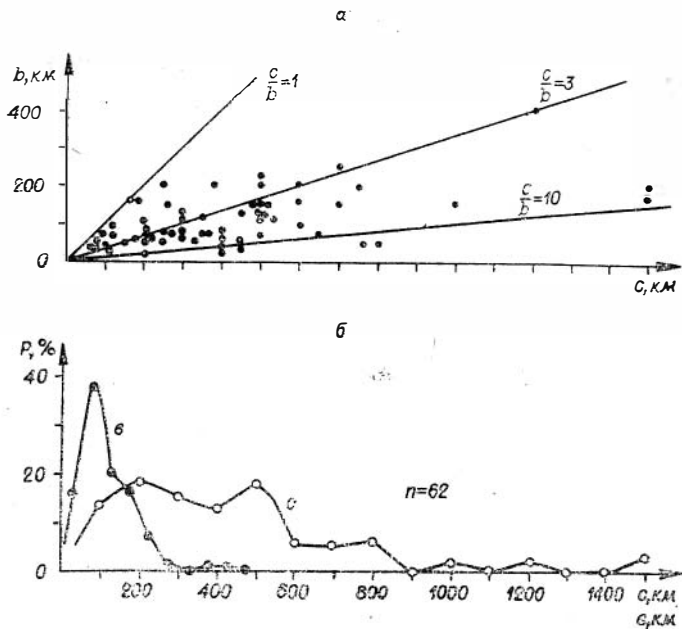


Рис. 1. Характеристики горизонтальных размеров региональных геологических структур складчатых комплексов Сибири и Дальнего Востока.
 а — соотношение ширины (b) и длины (c) структур; б — гистограммы ширины и длины структур.

По размерам рассматриваемые геологические структуры близки к контурам региональных аномалий магнитного и гравитационного полей [5]. Поэтому ориентация рекогносцировочных сейсмических исследований на выявление глубинных особенностей такого же размера важна не только для региональной геологии, но и для других геофизических методов изучения земной коры.

По результатам детальных глубинных сейсмических исследований реальное распределение упругих свойств в земной коре и верхах мантии в настоящее время аппроксимируется неоднородной слоисто-блоковой моделью [43]. Слоистость проявляется в существовании почти горизонтальных слабоволнистых границ, делящих среду на ряд слоев с разными значениями скорости упругих волн. Блоковость выражается в том, что на протяженных (до нескольких сотен километров) участках профилей глубины залегания сейсмических границ толщина земной коры, дробность ее расчленения по вертикали, мощности отдельных слоев и значения скорости упругих волн изменяются мало. Сочленение участков относительно выдержанного строения обычно происходит по узким кругопадающим зонам, где резко изменяются все или большинство названных параметров. Эти аномальные зоны часто проявляются вплоть до верхов мантии и рассматриваются как глубинные разломы, разграничивающие коро-мантийные блоки. Изложенные особенности характеризуют макро-неоднородность глубоких недр. При достаточно детальных сейсмических исследованиях устанавливаются более дробная разблокировка земной коры, прерывистость пологих сейсмических разделов, их сложное строение в вертикальном сечении, существование непротяженных резко наклонных границ и дифрагирующих объектов.

Пологие сейсмические границы во многих случаях не согласуются с геологическими представлениями о строении кристаллической коры, особенно ее верхней части [14, 45]. Однако прослеживание этих границ с получением данных о распределении скорости упругих волн позволяет

достаточно надежно выделять крупные блоки земной коры и зоны глубинных разломов. Причем разблокировка коры по сейсмическим данным, как правило, хорошо согласуется с геологическими данными о строении верхней части разреза. Примеры такой согласованности известны практически во всех обнаженных районах. Крупные геологические структуры часто проявляются во всей толще земной коры в виде обособленных блоков, установленных глубинными сейсмическими исследованиями.

Локальные особенности среды (частая прерывистость границ, наклонные поверхности малой протяженности, дифрагирующие объекты), очевидно, не могут изучаться при рекогносцировочных работах. Глубинные границы должны исследоваться в предположении их выдержанности на больших территориях, но и оно, даже в грубом приближении, справедливо не для всех сейсмических разделов. К опорным, наиболее устойчивым границам относятся поверхность мантии (раздел Мохоровичича — М) и верхняя граница консолидированной коры, соответствующая на платформах поверхности кристаллического (складчатого) фундамента. Эти две границы должны обязательно изучаться на рекогносцировочном этапе. Промежуточные внутрикоровые сейсмические разделы могут надежно исследоваться только в благоприятных условиях, так как даже при работах методикой непрерывного профилирования они следятся с перерывами и не всегда могут быть идентифицированы на близких участках [43]. Тем не менее при рекогносцировочных работах должна быть предусмотрена возможность изучения наиболее четких границ внутри кристаллической коры.

Чрезвычайно важно подчеркнуть недостаточность изучения только морфологии опорных сейсмических границ. Это обусловлено, в частности, уже упомянутым несоответствием пологого сейсмического расслоения земной коры с данными геологии, из чего следует, что геометрия протяженных границ далеко не исчерпывает всех особенностей сложного строения изучаемой среды. Кроме того, имеется ряд примеров, когда достаточно крупные по горизонтальным размерам и интенсивности аномалии силы тяжести не могут быть объяснены только слабоволнистым расслоением вещества земной коры. В связи с этим на рекогносцировочном этапе наряду с морфологией границ нужно изучать крупные черты распределения скоростей (средних, граничных, пластовых) вдоль маршрутов и по площади.

Информация об изменении скоростей упругих волн не менее важна, чем геометрические особенности. Недопустимо использование постоянных значений скорости, перенесенных из других районов. Особенно ценны сведения о распределении скорости упругих колебаний в районах современной тектонической активности с важными для последующего анализа неоднородностями упругих свойств горных пород земной коры и верхов мантии, указывающими, наряду с данными электрометрии и геотермии, на возможное аномальное состояние вещества недр. Также важна информация о распределении граничной скорости при изучении поверхности фундамента платформ и других границ в верхней части консолидированной коры.

Следовательно, рекогносцировочные сейсмические исследования земной коры должны отличаться от детальных исследований не характером (составом) получаемой информации, а только масштабом изучаемых неоднородностей и соответственно точностью определения параметров.

Важность информации о распределении скорости упругих волн проиллюстрируем на двух характерных примерах рекогносцировочных сейсмических работ в районах Сибири.

Первый пример относится к изучению фундамента на юге Западно-Сибирской плиты. В верхах коры здесь выделены две преломляющие границы (рис. 2, б): граница Ф, приближенно соответствующая поверхности фундамента платформенного чехла, и нижележащая граница I, сле-

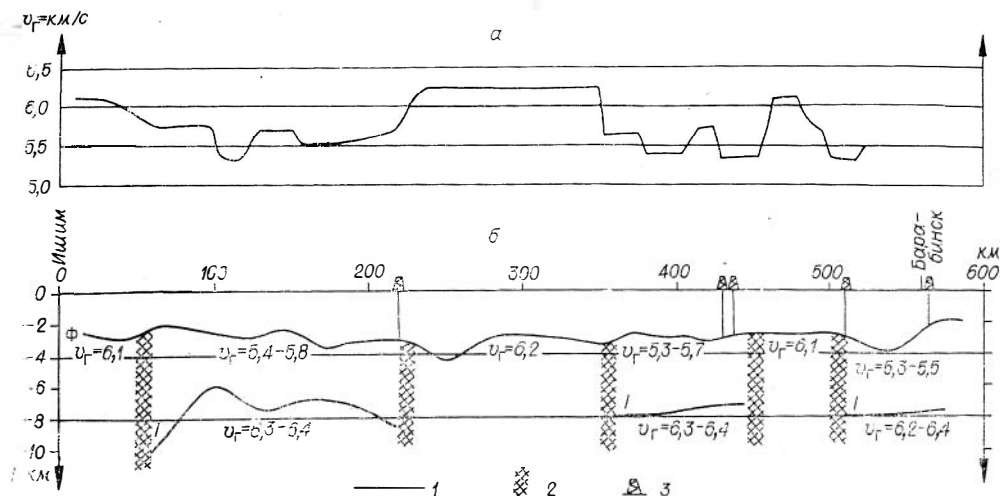


Рис. 2. Сейсмический маршрут городов Ишим — Барабинск (Западная Сибирь) [114]. а — график граничной скорости по поверхности фундамента (Ф); б — сейсмический разрез; 1 — сейсмические границы; 2 — зоны разломов; 3 — глубокие скважины.

дящаяся прерывисто. Граничная скорость по поверхности Ф (рис. 2, а) резко меняется в диапазоне 5,3—6,2 км/с. Уменьшенные значения скорости (5,3—5,7 км/с) приурочены к участкам существования границы I. Там, где последней нет, скорость на поверхности Ф резко увеличивается до 6,1—6,2 км/с. Совместное рассмотрение данных о скоростях и геометрии сейсмических границ приводит к выводу о разломно-блоковой структуре фундамента и вероятном геологическом смысле сейсмических границ и слоев. Блоки с высокой скоростью на границе Ф, по-видимому, соответствуют складчатому (геосинклиальному) комплексу пород фундамента. В блоках с пониженной скоростью верхи фундамента (слой между границами Ф и I), вероятно, сложены промежуточным комплексом пород относительно низкой степени метаморфизма; под границей I распространены геосинклиальные образования. Подобный геолого-геофизический анализ сейсмических данных, очевидно, был бы невозможен без сведений о распределении скоростей упругих волн.

В качестве другого примера рассмотрим результаты изучения поверхности мантии в районе оз. Байкал двумя методиками: точечными сейсмическими зондированиями [55] и сейсмологической методикой проходящих обменных волн [106, 133]. Вторая методика не дает информации о скоростях упругих волн. На разрезах, полученных по близко расположенным маршрутам, переход от Сибирской платформы к высокоактивной Байкальской рифтовой зоне по данным обеих методик не сопровождается контрастными изменениями в морфологии границы М. Фактически только данные о понижении граничной скорости на поверхности М до 7,7—7,8 км/с свидетельствуют об аномальных свойствах верхов мантии в зоне рифтогенеза. Эта ценнейшая информация была потеряна при сейсмологических исследованиях, ориентированных в данном случае только на изучение геометрии среды.

Обсудим некоторые общие требования к методике глубинных сейсмических исследований рекогносцировочного этапа.

Выше было показано, что получение полноценной информации о глубинном строении, содержащей данные не только о морфологии опорных сейсмических границ, но и о распределении скорости в среде, в большинстве случаев возможно только при совместном использовании волн разных типов. Ориентация сейсмических исследований на регистрацию волн какого-то одного типа (например, обменных волн в первых вступле-

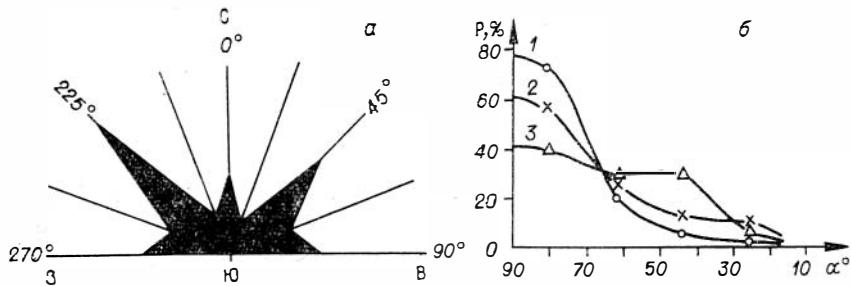


Рис. 3. К обоснованию сейсмических исследований блоковой структуры земной коры.

а — роза простираний крупных разломов Алтае-Саянской области и Казахстана; б — гистограммы углов между разломами и прямолинейными маршрутами разной длины (кривые 1—3 соответствуют маршрутам длиной 300, 600 и 1200 км).

ниях), хотя и создает определенные удобства при выполнении работ обычно приводит к недостаточно полным и даже мало надежным сведениям о среде.

Совместное использование волн разных типов должно быть одним из основных принципов методики рекогносцировочных сейсмических исследований. Наличие данных по ряду волн позволяет даже при относительно малодетальных наблюдениях надежно идентифицировать волны, более правильно выбирать модель среды и контролировать результаты определения ее параметров. Все это способствует повышению полноты и надежности получаемой информации без существенного усложнения самих сейсмических наблюдений.

Немаловажен вопрос о том, как вести рекогносцировочное изучение глубинного продолжения региональных близповерхностных геологических структур: по протяженным прямолинейным профилям или по площадной сети наблюдений. Известно, что разломы, а, следовательно, и ограниченные ими геологические структуры, группируются по направлениям простирания в четыре ортогональные и диагональные системы. Это явление иллюстрируется розой простираний крупных разломов Алтае-Саянской области и Казахстана (рис. 3, а), составленной по тектонической карте Евразии (редактор А. Л. Яппин, 1966 г.). Вследствие этого протяженные прямолинейные маршруты, даже при оптимальной их ориентировке, во многих случаях не удастся провести вкост простирания большинства пересекаемых структур. Так, в условиях Алтае-Саянской области и Казахстана пересечь региональные структуры почти под прямым углом к их простиранию можно лишь ограничив протяженность сейсмических профилей первыми сотнями километров (рис. 3, б). Маршруты длиной около 1000 км пересекут границы структур под преобладающими углами от 40 до 90°. Все значения углов в этом диапазоне почти равновероятны.

Следовательно, профильные наблюдения не всегда выгодны: значительная часть изучаемых структур будет пересекаться почти по простиранию, что уменьшает получаемую информацию на единицу длины профиля и может вызвать трудности при интерпретации волнового поля из-за различного рода боковых эффектов. Целесообразно сочетать профильные исследования с площадными.

Решение вопроса о густоте сети сейсмических наблюдений при рекогносцировочных работах во многом зависит от особенностей конкретной сейсмической методики — приемов идентификации и типа используемых волн, способов и точности определения параметров среды и др. Эти особенности будут рассмотрены в гл. IV, а здесь будем считать, что каждое единичное определение параметров среды (скоростей, глубин) является

абсолютно точным, а искажения формы рельефа сейсмических границ $h(x)$ и графиков скоростей вдоль профиля $v(x)$ вызваны дискретным характером расположения пунктов определения параметров среды (отсчетных точек). При этих условиях можно получить оценку максимального расстояния Δx_0 между отсчетными точками, превышать которое нельзя во избежание нежелательных искажений результатов.

Из теории информации (теорема Котельникова или теорема отсчетов [127, 129]) известно, что функция $y(x)$ (в нашем случае функция изменения глубин или скоростей вдоль профиля x) по ее дискретным значениям, следующим через интервал Δx_0 , не может быть восстановлена точно, так как теряются ее спектральные составляющие при частотах, больших $\omega_0 = \frac{\pi}{\Delta x_0}$. Наименьшая величина относительной среднеквадратической погрешности восстановления функции $y(x)$ равна:

$$\frac{\min \gamma}{\rho} = \frac{\int_{-\infty}^{-\omega_0} |S(\omega)|^2 d\omega + \int_{\omega_0}^{\infty} |S(\omega)|^2 d\omega}{2\pi \int_{-\infty}^{\infty} y^2(x) dx}, \quad (I.4)$$

где γ — среднеквадратическая погрешность восстановления функции $y(x)$; ρ — среднеквадратическое значение этой функции, $S(\omega)$ — ее спектр.

Чтобы использовать приведенное соотношение, нужно задаться видом функции $y(x)$, т. е. $h(x)$ и $v(x)$. Из опыта сейсмических работ (характерные примеры по районам Сибири приведены в гл. V) следует, что рельеф глубинных сейсмических границ, по-видимому, обусловлен в основном разломно-блоковым строением земной коры. Функция $h(x)$ обычно имеет ступенчатый вид; отмечаются и плавные изменения глубин. На рис. 4 приведены статистические данные по Западной Сибири о горизонтальных размерах ступеней и амплитудах скачков на их краях для поверхности Мохоровичича и вышележащей границы I. Реальное распределение скорости вдоль сейсмических границ $v_r(x)$ также можно аппроксимировать ступенчатыми функциями. Такой вид графиков $v_r(x)$, по всей видимости,

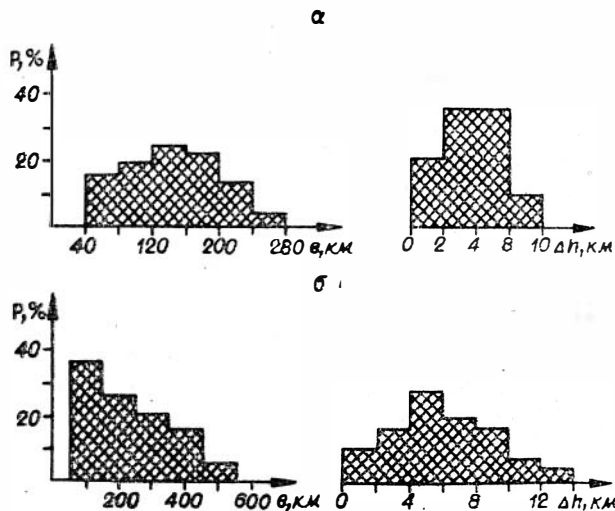


Рис. 4. Гистограммы горизонтальной протяженности b и амплитуд Δh ступеней в рельефе сейсмических границ I (а) и М (б) по результатам ГСЗ в Западной Сибири.

связан с блоковым строением коры, а в случае поверхности фундамента (рис. 5) также и с эрозийным размывом сложного складчатого комплекса горных пород, пронизанного интрузиями. Горизонтальное распределение средних (эффективных) и среднеинтервальных скоростей, являющихся интегральными параметрами среды, следует аппроксимировать не ступенчатыми, а плавными функциями, содержащими аномалии с примерно такими же горизонтальными размерами, как у соответствующих блоков земной коры.

Для приближенной аппроксимации одиночных

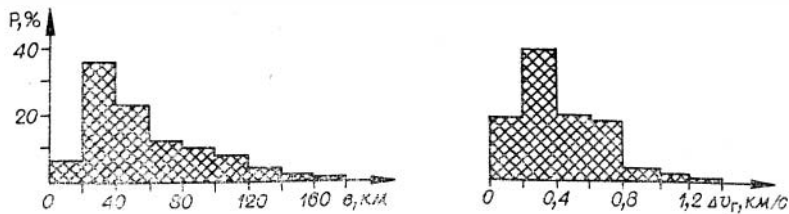


Рис. 5. Гистограммы горизонтальных размеров b и амплитуд $\Delta v_{г}$ ступенчатых аномалий в распределении граничной скорости по поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты (по данным точечных сейсмических зондирований).

аномалий глубин и скоростей возьмем простые функции:

$$y_1(x) = \begin{cases} a & \text{при } \frac{b}{2} > x > -\frac{b}{2}, \\ 0 & \text{при } -\frac{b}{2} > x > \frac{b}{2} \end{cases} \quad (I.2)$$

и

$$y_2(x) = a e^{-\frac{4 \ln 100}{b^2} x^2}. \quad (I.3)$$

Первая функция (прямоугольный импульс, рис. 6) имитирует ступенчатое изменение параметров, отражающее блоковое строение среды. Вторая функция, называемая колокольной, позволяет рассматривать непрерывное распределение параметров. Ее ширина (b) условно взята на уровне $0,01a$ (рис. 6, б).

В результате подстановки функций y_1 и y_2 в выражение для $\frac{\min \gamma}{\rho}$ и математических преобразований* получим искомое соотношение. Для прямоугольного импульса

$$\frac{\min \gamma}{\rho} = \left[1 + 2 \frac{1 - \cos \pi \frac{b}{\Delta x_0}}{\pi^2 \frac{b}{\Delta x_0}} - \frac{2}{\pi} \text{Si} \left(\pi \frac{b}{\Delta x_0} \right) \right]^{-\frac{1}{2}}. \quad (I.4)$$

Для колокольной функции

$$\frac{\min \gamma}{\rho} = \left[1 - \Phi \left(\frac{\pi}{2 \sqrt{2 \ln 100}} \cdot \frac{b}{\Delta x_0} \right) \right]^{-\frac{1}{2}}. \quad (I.5)$$

Здесь $\text{Si}(u) = \int_0^u \frac{\sin^2 t}{t} dt$, $\Phi(u) = \frac{2}{\pi} \int_0^u e^{-t^2} dt$ — соответственно интегральный синус и функция Лапласа.

При рекогносцировочных исследованиях в большинстве случаев можно считать допустимой величину относительных искажений структурных форм и аномалий скоростей до 25%. По графикам $\frac{\min \gamma}{\rho} \left(\frac{b}{\Delta x_0} \right)$ на рис. 7 находим, что это условие будет выполнено, если расстояние Δx_0 между отсчетными точками не превысит одной четверти (для ступенчатых аномалий) и одной трети (для плавных форм) от ширины b изучаемых объектов. Приняв, в соответствии с результатами предыдущего анализа, для глубоких частей земной коры $b \approx 100$ км, получим $\Delta x_0 \leq 25-30$ км. При изучении верхней части земной коры, где необходима большая детальность результатов, может потребоваться сгущение точек определения параметров

* Для колокольной функции эти преобразования даны в гл. IV, § 1.

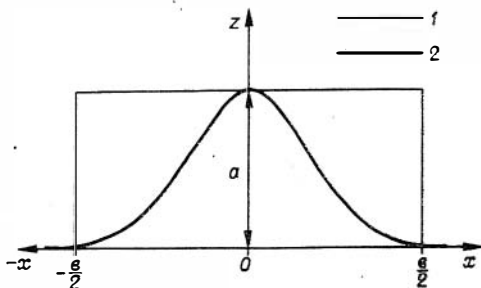


Рис. 6. Прямоугольный (1) и колокольный (2) импульсы.

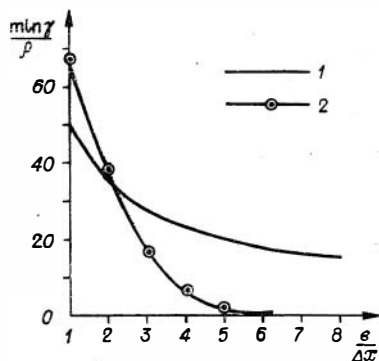


Рис. 7. Минимальные относительные погрешности восстановления прямоугольного (1) и колокольного (2) импульсов по дискретным измерениям.

среды. Приняв в этом случае ширину выявляемых аномалий $b \approx 30$ км (см. рис. 5), получим $\Delta x_0 \leq 7,5-10$ км.

Итак, можно следующим образом сформулировать предмет и задачи глубинных сейсмических исследований рекогносцировочного этапа: выявление крупных (с поперечником около 100 км и более) блоков земной коры и разделяющих их зон разломов для выяснения глубинной природы региональных геологических структур и соответствующих аномалий естественных геофизических полей; обязательное изучение подошвы, кровли консолидированной коры и основных особенностей распределения скорости упругих волн в среде. Эффективная методика рекогносцировочных сейсмических исследований должна базироваться на совместном использовании волн разных типов при площадных и маршрутных наблюдениях с определением параметров среды не реже чем через каждые 25—30 км, а при изучении верхней части коры — через 7,5—10 км.

Конкретизируем эти общие требования применительно к изучению фундамента платформенных областей, где в последнее время перед региональными сейсмическими исследованиями ставятся новые задачи, связанные с оценкой перспектив нефтеносности слабометаморфизованных осадочных пород, относящихся к верхнему этажу фундамента. При решении этих задач, очевидно, нельзя ограничиться изучением поверхности фундамента. Глубинность исследований не должна быть меньше глубины до подошвы верхнего структурного этажа фундамента, мощность которого может составлять 5—10 км. Вследствие трехмерности изучаемой слоистой блоковой структуры фундамента работы должны носить преимущественно площадной характер с трассированием в плане разломов, разделяющих крупные (с поперечником в несколько десятков километров) разнотипные блоки. Наряду с данными о геометрии границ первостепенное значение имеют сведения о пространственном распределении скорости в среде, несущие информацию о вещественном составе горных пород.

§ 2. СУЩЕСТВУЮЩАЯ МЕТОДИКА ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Соответствующие методические вопросы подробно изложены в работах [43, 148 и др.] Рассмотрим кратко состояние вопроса, прежде всего в связи с задачами рекогносцировочных исследований.

Используются преимущественно профильные наблюдения, которые подразделяются на непрерывные, кусочно-непрерывные (штриховые) и то-

чечные (пунктирные). Такое разделение не исчерпывается только системами наблюдений. Различаются также рабочие модели среды, приемы идентификации волн, способы интерпретации, полнота и детальность получаемых результатов.

Непрерывное профилирование (рис. 8, а) получило в СССР наибольшее распространение: не менее 90% всех профилей ГСЗ на суше изучено этой методикой. Системы наблюдений рассчитываются на одновременную регистрацию, в основном на z-компоненте, отраженных (обычно критических и закритических), преломленных (головных, рефрагированных) и некоторых других типов волн с целью достаточно детального изучения разреза всей консолидированной коры, а в отдельных случаях и самой верхней части мантии. Как правило, используется продольное профилирование с шагом групп сейсмографов 100—200 м и несколькими идентичными многоканальными сеймостанциями. Длины годографов достигают 250—350 км (500—600 км при изучении границ внутри мантии). Расстояние между пунктами взрывов при изучении глубоких границ составляет в среднем 50—70 км, иногда до 100 км. Для исследования верхней части разреза задается более густая сеть источников колебаний. Применяемые системы нагоняющих и встречных годографов позволяют осуществить непрерывную корреляцию волн на протяженных участках профиля, применить достаточно строгие способы интерпретации для определения геометрии границ и распределения скоростей в среде. Особенно эффективно непрерывное профилирование (продольное и непродольное) при детальном расчленении разреза земной коры по упругим свойствам, при обнаружении и трассировании разломов и других нерегулярностей. Детальные непрерывные наблюдения необходимы также для выяснения природы регистрируемых глубинных волн. Работы ГСЗ методикой непрерывного профилирования часто комплексированы с сейсмической разведкой осадочной толщи, что существенно повышает надежность и ценность получаемых данных. Большое принципиальное значение имеют работы методом отраженных волн, с регистрацией по методике общей глубинной точки, для изучения внутрикоровых границ.

В итоге глубинных сейсмических исследований по плотным системам непрерывных наблюдений в СССР получены обширные сведения об особенностях регистрируемых волновых полей, слоисто-блоковом строении земной коры в разнообразных геологических условиях, закономерностях распределения скоростей, о тонкой структуре коры, сейсмических аномалиях в зонах глубинных разломов и других особенностях. Эти результаты, помимо их общенаучного значения, составляют основу для дальнейшего совершенствования метода ГСЗ, в том числе и в связи с задачами работ

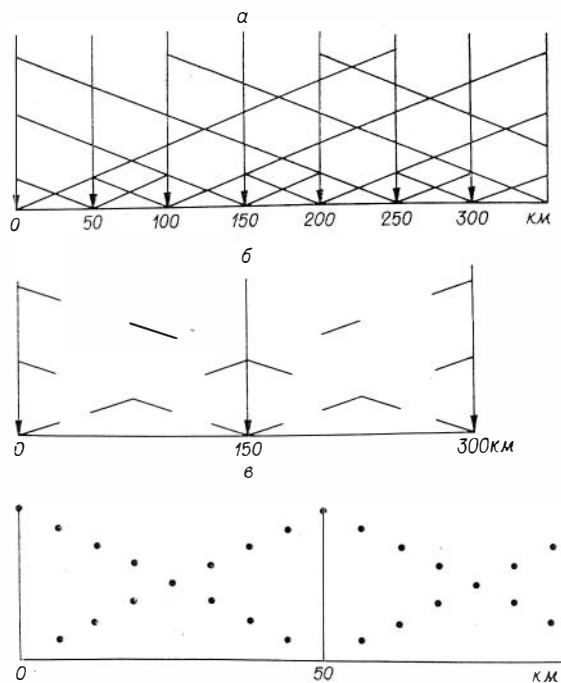


Рис. 8. Схемы сейсмических наблюдений. Профилирование: а — непрерывное; б — кусочно-непрерывное; в — точечное.

рекогносцировочного этапа. Следует отметить, что работы по методике непрерывного профилирования с удаленными друг от друга пунктами взрыва (более 250—300 км, с приблизительно такими же длинами годографов) по характеру получаемой информации о глубинном строении, надежности определения параметров среды скорее всего следует отнести к разряду рекогносцировочных.

Кусочно-непрерывное профилирование (рис. 8, б) отличается от непрерывного наличием пропусков в установках сейсмографов по профилю и значительно менее плотным расположением источников. В СССР этот вид наблюдений применялся на начальном этапе развития метода ГСЗ, сейчас он в малом объеме используется в труднодоступных районах Сибири при так называемом параметрическом зондировании с целью предварительного изучения основных особенностей волновой картины.

Кусочное профилирование — основной вид наблюдений на суше при исследованиях за рубежом. Короткие (не более нескольких километров) установки сейсмографов располагаются со значительными (10 км и более) разрывами вдоль прямолинейных профилей, начиная от источника колебаний до удалений около 300 км. Иногда протяженность получаемых годографов достигает 600 км. Нередко одновременно используется несколько десятков регистрирующих станций. Пункты взрыва, как правило, располагаются не ближе 100—200 км друг от друга. Используются системы одиночных либо встречных годографов, протяженность которых выбирается с расчетом получить записи преломленной волны от границы М в первых вступлениях.

В США и Западной Европе нашли применение площадные системы прямолинейных профилей, радиально расходящихся от одного общего источника колебаний.

Из-за неполноты рассмотренных систем наблюдений обычно можно надежно проследивать на протяженных интервалах профиля только преломленные волны, регистрирующиеся в первых вступлениях. Использование последующих волн, особенно если они не образуют достаточно протяженных годографов, затруднено. При интерпретации материалов часто рассматриваются одиночные годографы без связи их друг с другом, что вынуждает упрощать модель среды, сводя ее к слоистой модели с плоскими горизонтальными границами и постоянными скоростями. В результате, несмотря на относительно высокую плотность сейсмических наблюдений, расстояния между отсчетными точками определения параметров среды оказываются значительно больше тех предельных значений, которые были обоснованы выше, исходя из условий достоверного выявления изучаемых объектов. Горизонтальные неоднородности, блоковость коры, зоны глубинных разломов, как правило, не находят отображения в результативных построениях. Обычно получают достаточно надежные данные о толщине коры и граничных скоростях на ее подошве. Внутрикоровые границы определяются с меньшей надежностью и неповсеместно.

Надежного выделения отдельных глубинных волн в последующих вступлениях при кусочном профилировании удалось достигнуть путем их регистрации на специально выбранных интервалах удалений от источника. Примером могут служить работы венгерских геофизиков для изучения границы М отраженными волнами, регистрируемыми вблизи начальной точки [140]. В ФРГ применены системы кусочного профилирования, рассчитанные на проследивание волн, отразившихся от одного и того же участка границы на разных расстояниях взрыв-прием [142].

Точечное профилирование (см. рис. 8, в) используется преимущественно при морских исследованиях в варианте передвижных взрывов [32, 141]: применяются неподвижные сейсмические станции на кораблях, буях, донные сейсмографы, регистрирующие волны от взрывов, перемещающихся по линии профиля. Точечные наблюдения на суше, ведущиеся за рубежом, отличаются от кусочного профилирования применением вместо

достаточно протяженных регистрирующих установок одного или нескольких сейсмографов (часто многокомпонентных), расположенных в одной точке или на очень малой базе. При этом нередко используется сейсмологическая приемная аппаратура. Подобные системы в настоящее время получили большое распространение при регистрации волн на больших удалениях от источника (~ 1000 км и более).

Методика непрерывного профилирования, позволяющая получать наиболее точные и надежные данные о глубинном строении, видимо, не может быть использована на рекогносцировочном этапе работ из-за ее сложности, большой трудоемкости и невозможности выполнения в большом объеме непрерывных наблюдений в труднодоступных районах. Малодетальные работы ведутся на континентах (фактически только за рубежом) с использованием кусочного и точечного профилирований. Простота и относительно малая трудоемкость систем наблюдений, свойственные этим методикам, получены в рамках традиционного подхода, основанного на использовании годографов. Разрежение сети наблюдений затрудняет идентификацию волн, обуславливая значительную схематизацию моделей среды. В результате сформулированные выше задачи рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований при кусочно-непрерывных и точечных наблюдениях не всегда решаются с достаточной полнотой и надежностью. Кроме того, в этих методиках нужно вести работы по достаточно протяженным прямолинейным профилям, что далеко не всегда возможно в условиях труднодоступной местности, а также в густонаселенных районах.

В излагаемой ниже методике сейсмических зондирований, предназначенной для выполнения работ рекогносцировочного этапа, сделана попытка преодолеть указанные трудности, опираясь на обширные сведения о волновом поле и строении среды, полученные в результате детальных работ методикой непрерывного профилирования.

§ 3. ТРЕБОВАНИЯ К АППАРАТУРЕ ДЛЯ РЕКОГНОСЦИРОВОЧНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При проведении рекогносцировочных исследований методом ГСЗ возбуждение сейсмических волн осуществляется взрывами мощных зарядов с массой от 2 до 4 т, так как сейсмические волны регистрируются на расстоянии 200 км и более от пункта взрыва. Заряды, как правило, рассредоточиваются в скважинах глубиной 20—40 м по 100—200 кг взрывчатого вещества в каждой.

Организация пункта взрыва, особенно в труднодоступных районах, весьма трудоемка. Снизить затраты на производство работ методом ГСЗ можно главным образом увеличением пунктов одновременной регистрации сейсмических волн, возбуждаемых каждым взрывом, т. е. повышением коэффициента использования каждого взрыва. Задача сводится, следовательно, к регистрации возбуждаемых взрывами колебаний в возможно большем количестве рассредоточенных пунктов наблюдений. В связи с этим возникает проблема транспортировки регистрирующего оборудования в пункты наблюдений, которая в труднодоступных районах может решаться в основном с помощью авиатранспорта (вертолета). Этим определяются первые основные требования к регистрирующей аппаратуре — высокая транспортабельность, малые габариты и масса, так как оборудование всех пунктов регистрации целесообразно перевозить на вертолете с последовательной посадкой в возможно большем количестве пунктов наблюдений. Масса регистратора, приспособленного для переноски одним человеком, вместе с источником питания не должна превышать 30 кг, регистратор устанавливается, как правило, на некотором расстоянии от места посадки вертолета.

Использование малогабаритной аппаратуры, не требующей обязательного присутствия обслуживающего персонала в пунктах регистрации, в значительной мере облегчит обеспечение необходимых жилищно-бытовых условий, особенно в труднодоступных районах, и доставку персонала в пункты регистрации. Этим же определяется еще одно требование к регистрирующей аппаратуре — автономность, т. е. способность выполнять свою функцию в течение определенного отрезка времени без обслуживающего персонала.

Следующее требование, предъявляемое к регистрирующей аппаратуре, — обеспечение надежной временной увязки момента взрыва и сейсмической информации, зарегистрированной большим количеством рассредоточенных регистраторов.

Из-за расположения пунктов регистрации на различных расстояниях от пункта взрыва интенсивность регистрируемых колебаний будет существенно отличаться, поэтому аппаратура должна иметь достаточно *широкий динамический диапазон*. Это требование наилучшим образом удовлетворяется в настоящее время применением магнитной записи.

Так как размещение большого количества пунктов регистрации и организация пункта взрыва требуют сравнительно одинаковых затрат, целесообразно в одних и тех же пунктах наблюдений регистрировать сейсмические волны, возбуждаемые последовательно в нескольких пунктах взрыва. Этим обуславливается еще одно требование к аппаратуре в силу ее автономности — *последовательная регистрация информации* без каких-либо подготовительных операций (например, перезарядки магнитного носителя), т. е. лентопротяжный механизм магнитного сейсмического регистратора должен быть рулонного типа.

Возбуждение колебаний в работах методом ГСЗ — операция весьма трудоемкая и дорогостоящая, в связи с этим необходимо по возможности использовать в качестве источников возбуждения промышленные взрывы. Эти источники являются в некотором смысле «неуправляемыми», поэтому аппаратура должна быть приспособлена для регистрации возбуждаемых ими сейсмических колебаний.

Поскольку аппаратуры, специально предназначенной для работ методом ГСЗ, в СССР не выпускалось, при проведении исследований в Сибири на первом этапе работ информация регистрировалась всего в двух — четырех пунктах стандартной сейморазведочной аппаратурой СС-24П с приставкой магнитной записи АПМЗ-ЧМ, характеристики которых специально приспособлялись для этой цели [26, 76]. Частотный диапазон всего сейсмического тракта составлял 4—20 Гц, динамический диапазон — около 40 дБ, минимальный регистрируемый сигнал — 0,5—0,6 мкВ. Количество пунктов регистрации было ограничено крупногабаритностью аппаратуры и невозможностью работать без обслуживающего персонала.

При проведении работ ГСЗ методом непрерывного префилирования в СССР, как правило, использовалось несколько идентичных многоканальных сейсмостанций. Причем шаг между центрами групп сейсмографов составлял 100—200 м.

Совершенствование методики ГСЗ выявило оптимальную длину одной установки, особенно в труднодоступной местности, равную 0,5—1 км. Увеличение длины не приводило к существенному уменьшению разбросов определяемых значений кажущихся скоростей регистрируемых волн.

Этим определяется еще одно требование к аппаратуре — она должна иметь около *шести регистрирующих каналов*. Количество каналов заметно сказывается на габаритах и массе оборудования, размещаемого в пункте наблюдений, поэтому определять этот параметр сейсморегистраторов нужно особенно тщательно.

Исходя из указанных основных требований к сейсморегистрирующей аппаратуре, рассмотрим характеристики выпускаемой отечественной и зарубежной техники соответствующего назначения.

Т а б л и ц а 1

Параметр	«Земля»	«Черепаша»	«Марс-66»
Число сейсмических каналов	4	3 (на двух уровнях каждый)	3
Число вспомогательных каналов	2	2	2
Динамический диапазон, дБ	40	70	60
Частотный диапазон, Гц	0,5—10	1—20	0,3—100
Ширина магнитной ленты, мм	25,4	25,4	6,25
Способ записи на магнитную ленту	Прямая с подмагничиванием	Прямая с подмагничиванием	Частотная модуляция
Скорость протяжки магнитной ленты	1 мм/с	0,5 мм/с	9,5 и 19,05 см/с
Тип лентопротяжного механизма	Рулонный	Рулонный	Рулонный
Способ временной маркировки	Кварцевые часы, по радиоканалу	Кварцевые часы, по радиоканалу	По радиоканалу
Ресурс автономной работы	10 сут	40 сут	1 ч
Потребляемая мощность, Вт	12	12	3
Масса регистратора без источника питания, кг	20	20	30 с источником питания

В течение последних лет в СССР выпускались два типа автономной сейсморегистрирующей аппаратуры: аппаратура «Черепаша», разработанная заводом «Казгеофизприбор», и аппаратура «Земля», разработанная во «ВНИИ Геофизике». Оба типа предназначены главным образом для непрерывной (в пределах ресурса) регистрации в рассредоточенных пунктах наблюдений волн от землетрясений. Каждый комплекс аппаратуры включает некоторое количество автономных сейсмических регистраторов с непрерывной протяжкой магнитной ленты и базовый узел воспроизведения. Основные характеристики регистраторов аппаратуры «Земля», «Черепаша», а также западногерманской аппаратуры «Марс-66», специально предназначенной для работ методом ГСЗ [138], приведены в табл. 1.

Из таблицы следует, что при потреблении 12 Вт ресурс автономной работы регистраторов аппаратуры «Земля» и «Черепаша» в течение 10 сут обеспечивается источниками питания емкостью 300 А·ч и напряжением 12 В (при условии, что будет использовано 80% начальной емкости источника). Такой источник может быть составлен из шести аккумуляторов НКН-100 с общей массой 300 кг. В результате вертолетом МИ-4, широко используемым в геологической службе, учитывая остальное снаряжение пункта наблюдения (сейсмографы, сейсмическая коса и пр.), может транспортироваться одновременно оборудование только для двух пунктов наблюдений. Уже по этому параметру указанная аппаратура не может удовлетворять требованиям работ ГСЗ в труднодоступных районах, так как время, необходимое для оборудования десяти пунктов наблюдений, составит несколько суток, в течение которых регистраторы будут работать вхолостую.

У регистратора аппаратуры «Марс-66», наилучшим образом удовлетворяющего основным необходимым требованиям, два недостатка: у него только три сейсморегистрирующих канала и малый ресурс автономной работы (около 1 ч), требующий присутствия в пункте наблюдения дежурного оператора для включения регистратора в режим записи непосредственно перед производством взрыва и выключения после окончания регистра-

ции. Необходимо отметить, что в его комплект включен радиоприемник, принимающий сигналы временной маркировки по длинно- или коротковолновому радиоканалу. Марки времени имеют следующую структуру на выходе приемника: секундные марки отображаются одиночными импульсами длительностью 0,1 с и амплитудой 8 В, минутные марки — двойными такими же импульсами, каждый час — тройными импульсами. Для более длительной временной маркировки в регистраторе имеется стабилизированный кварцем генератор, сигнал которого записывается одним из служебных каналов. Второй служебный канал используется для записи марок времени, принимаемых по радио.

В СССР предпринималась попытка использовать технику радиотелеметрии при создании аппаратуры для работ методом ГСЗ [34, 35]. Такая аппаратура была создана в Институте физики Земли АН СССР. Один ее комплект включает 7 выносных полевых блоков, каждый из которых передает информацию от трех сейсмических каналов, и центральный регистрирующий пункт с 21-канальным регистратором. Однако эта аппаратура не нашла широкого применения в работах методом ГСЗ из-за ограниченного радиуса действия (20 км) при использовании УКВ-радиоканала. Другие же диапазоны радиоволн не обеспечивают нужной пропускной способности канала радиотелеметрии, поэтому применение радиотелеметрии в аппаратуре для ГСЗ бесперспективно.

Известен американский патент [143], предлагающий способ и устройство для записи сейсмических сигналов посредством управляемых по радио рассредоточенных одноканальных магнитных регистраторов. Система включает радиопередатчик, передающий команды на пункт взрыва и на регистраторы. Радиоприемник на пункте взрыва запускает рулонный магнитный регистратор, записывающий на одной дорожке сигналы времени, передаваемые передатчиком, на другой — сигнал от сейсмоприемника, установленного у пункта взрыва.

Радиоприемники, которыми снабжен каждый регистратор, включают их в режим записи, при этом на одной дорожке регистратора записываются сигналы от сейсмоприемника, на другой — сигналы времени. Последовательные взрывы записываются один за другим по длине магнитной ленты. Полевые записи на базовом устройстве переписываются поочередно на другой магнитный носитель, закрепляемый на барабане, обеспечивая совмещение по времени моментов взрыва или других отметок, корректировку скорости движения полевых лент и ослабление шумов, вызванных неравномерностью движения магнитных лент.

Все это предназначено прежде всего для построения сейсморазведочной станции без сейсмической косы, т. е. каждый сейсмический канал должен быть автономным, иметь радиоприемник, дешифратор и лентопротяжный механизм. Такое решение с точки зрения требований аппаратуры для ГСЗ нерационально, так как увеличиваются стоимость аппаратуры и ее общая масса в пересчете на один сейсморегирующий канал.

Следует отметить также, что автономность каждого сейсмического канала приводит к весьма трудоемкой последующей операции воспроизведения.

Кроме того, предлагаемая система телеуправления будет иметь недостаточную помехоустойчивость, поскольку для включения регистратора в режим записи предполагается использовать всего один признак — наличие на выходе радиоприемника сигнала определенной частоты. Дальнейший опыт разработки и эксплуатации радиотелеуправляемой аппаратуры показал, что для обеспечения необходимой помехоустойчивости таких простых мер недостаточно.

Таким образом, анализ отечественной и зарубежной аппаратуры близкого назначения свидетельствует о том, что перечисленным требованиям наиболее полно будет удовлетворять радиоуправляемая автономная сейсморегирующая аппаратура с магнитной записью (см. описание в гл. III).

ТЕОРИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Как уже отмечалось, сейсмические зондирования для изучения труднодоступных районов Сибири разрабатывались в двух модификациях. В первой из них, возникшей вначале как упрощение наблюдений методом преломленных волн (МПВ), рассматриваются преломленные волны на линейных и точечных зондированиях (ЛЗ и ТЗ МПВ). Эта модификация [79, 80] нашла применение при исследованиях фундамента Западно-Сибирской плиты в Тюменской области. Другая модификация, названная методикой произвольных систем точечных (дифференциальных) зондирований [98], базируется на отраженных, преломленных и рефрагированных волнах с использованием при интерпретации специальных временных полей. Она применяется как при изучении фундамента платформенных областей, так и всей земной коры и верхов мантии.

§ 1. СВОЙСТВА СХЕМ ТОЧЕЧНЫХ (ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ) ЗОНДИРОВАНИЙ

При рекогносцировочных сейсмических исследованиях используются относительно простые системы наблюдений. Ниже рассматриваются общие свойства схем точечных сейсмических наблюдений. Вопросы их практической реализации излагаются в гл. IV.

Зондирование

Простейшей схемой сейсмических наблюдений является зондирование, состоящее из источника (O) и приемника (S) упругих колебаний (рис. 9, а). Источник и приемник удалены друг от друга на некоторое (оптимальное для регистрации рассматриваемых волн) расстояние l , называемое базой зондирования. Информация о кинематике волнового поля, получаемая по одному зондированию, исчерпывается значениями времени (t) распространения волн*.

Зондирование для монотипных волн не обладает полярностью, поэтому источник и приемник можно менять местами. Время распространения монотипных волн от такой перестановки не меняется.

Положение зондирования на плоскости наблюдений определяется координатами центральной точки базы m и углом θ , образуемым базой зондирования с некоторым фиксированным направлением. При наблюдениях вдоль профиля, с которым обычно совмещается ось x , достаточно указать абсциссу точки m .

* На практике целесообразно иметь в пункте приема линейную или площадную установку сейсмографов. Это позволяет судить о регулярности волн и их кажущихся скоростях, что важно при корреляции волн. Зондирование с распределенным приемником именуется дифференциальным зондированием.

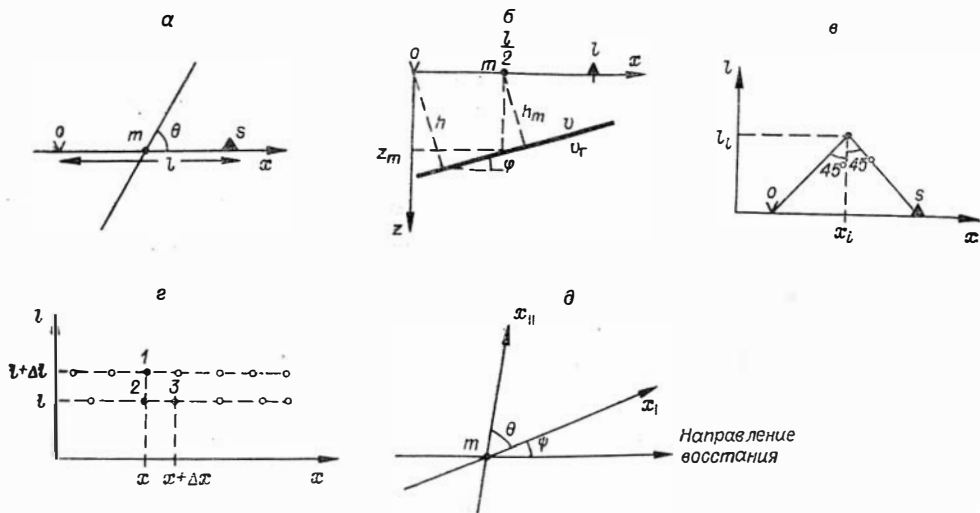


Рис. 9. Схемы точечных наблюдений.

Из зондирований, как из простейших элементарных схем, могут быть составлены любые системы сейсмических наблюдений (непрерывных или дискретных). Рассмотрим вначале свойства одиночного зондирования, ограничившись наиболее распространенными случаями регистрации отраженных и преломленных (головных) волн.

Исследование схем сейсмических наблюдений невозможно в отрыве от модели среды, аппроксимирующей реальный геологический разрез. В качестве модели возьмем двухслойную среду с плоской границей, расположенной на глубине z_m под центром зондирования, с углом наклона φ (рис. 9, б). Скорости распространения упругих волн в верхнем слое (v) и вдоль границы (v_r) постоянны. Условие постоянства параметров v , v_r и φ вводится лишь для локального участка, занимаемого одним зондированием. Поэтому в большинстве случаев такая аппроксимация пригодна при изучении сред с криволинейными границами раздела и переменными скоростями распространения волн.

Г. А. Гамбургцевым [20] введены понятия полной и неполной систем сейсмических наблюдений. Полной считается такая система, по данным которой возможно однозначное определение всех неизвестных параметров модели среды. Если система наблюдений недостаточна для однозначного решения задачи, то она является неполной.

По одиночному зондированию измеряется только одно значение времени прихода рассматриваемой волны. Следовательно, зондирование может считаться полной системой лишь в тех случаях, когда число неизвестных параметров в аппроксимирующей модели не больше одного. Для принятой двухслойной модели зондирование является неполной системой, так как количество неизвестных параметров достигает трех в случае наблюдений отраженных волн (z_m , φ и v) и четырех — при регистрации преломленных волн (z_m , φ , v , v_r). Исследуем вопрос о неоднозначности* определения глубины залегания сейсмической границы по данным одного зондирования, когда значения скоростей и угла наклона заданы с некоторой погрешностью. В качестве меры неоднозначности будем рассматри-

* Скорости (v , v_r) и угол наклона границы являются дифференциальными параметрами, поэтому задачу их определения естественно решать не по данным одиночного зондирования, а по системе зондирований, когда возможно измерение градиентов времени.

Вать величину ошибки в глубине, возникающую вследствие неточного задания остальных параметров среды.

Пусть m_φ , m_v и m_{v_Γ} — погрешности параметров φ , v и v_Γ . Тогда ошибки в глубине из-за неточного задания каждого из этих параметров будут равны соответственно:

$$\left. \begin{aligned} (m_z)_\varphi &= \frac{dz}{d\varphi} m_\varphi, \\ (m_z)_v &= \frac{dz}{dv} m_v, \\ (m_z)_{v_\Gamma} &= \frac{dz}{dv_\Gamma} m_{v_\Gamma}, \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.1})$$

где z — глубина по вертикали в произвольной точке базы зондирования, т. е. $z = z(x)$, $0 \leq x \leq l$.

Для нахождения производных необходимо иметь зависимость $z(x)$ от параметров среды. В известных уравнениях годографов для двухслойной модели выразим глубину h по нормали к границе под источником колебаний через $z(x)$, считая угол φ положительным в направлении падения границы:

$$h = z(x) \cos \varphi - x \sin \varphi. \quad (\text{II.2})$$

Для случаев отраженных ($t_{\text{отр}}$) и преломленных ($t_{\text{пр}}$) волн получим соответственно:

$$t_{\text{отр}} = \frac{1}{v} \sqrt{4 \left[z(x) \cos \varphi + \left(\frac{l}{2} - x \right) \sin \varphi \right]^2 + l^2 \cos^2 \varphi}, \quad (\text{II.3})$$

$$t_{\text{пр}} = \frac{2 \cos i}{v} \left[z(x) \cos \varphi + \left(\frac{l}{2} - x \right) \sin \varphi \right] + \frac{l}{v_\Gamma} \cos \varphi, \quad (\text{II.4})$$

где $i = \arcsin \frac{v}{v_\Gamma}$.

Из уравнений (II.3) и (II.4) найдем нужные зависимости:

$$z(x) = \left(x - \frac{l}{2} \right) \operatorname{tg} \varphi + \frac{1}{2} \sqrt{\frac{v^2 t_{\text{отр}}^2}{\cos^2 \varphi} - l^2}, \quad (\text{II.5})$$

$$z(x) = \left(x - \frac{l}{2} \right) \operatorname{tg} \varphi + \frac{v t_{\text{пр}}}{2 \cos i \cos \varphi} - \frac{l}{2} \operatorname{tg} i. \quad (\text{II.6})$$

После дифференцирования уравнений (II.5) и (II.6) и несложных преобразований получим следующие выражения для относительных ошибок определения глубины в произвольной точке базы зондирования.

В случае отраженных волн:

$$\left. \begin{aligned} \frac{(m_z)_\varphi}{z_m} &= \left[\left(\frac{x}{z_m} - \frac{l}{2z_m} \right) \sec^2 \varphi + \left(1 + \frac{l^2}{4z_m^2} \right) \operatorname{tg} \varphi \right] m_\varphi, \\ \frac{(m_z)_v}{z_m} &= \left(1 + \frac{l^2}{4z_m^2} \right) \frac{m_v}{v}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.7})$$

В случае преломленных волн:

$$\left. \begin{aligned} \frac{(m_z)_\varphi}{z_m} &= \left[\left(\frac{x}{z_m} - \frac{l}{2z_m} \right) \sec^2 \varphi + \left(1 + \frac{l}{2z_m} \operatorname{tg} i \right) \operatorname{tg} \varphi \right] m_\varphi, \\ \frac{(m_z)_v}{z_m} &= \frac{m_v}{v} \sec^2 i, \\ \frac{(m_z)_{v_\Gamma}}{z_m} &= \left(\frac{l}{2z_m} - \operatorname{tg} i \right) \frac{m_{v_\Gamma}}{v_\Gamma} \operatorname{tg} i. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.8})$$

Из полученных формул для $(m_z)_\varphi$ следует, что влияние погрешности в угле наклона зависит от положения точки x , в которой рассчитывается глубина. Вид этой зависимости во многом определяется исходными сведениями о наклоне границы. Возможны два случая. В первом из них знак φ (направление падения границы) известен заранее. Во втором, более распространенном на практике случае, направление падения неизвестно. Наклон границы обычно является знакопеременной функцией; наиболее вероятное ее значение можно принять равным нулю. Это допущение приводит к ошибке задания угла наклона, равного по величине истинному наклону ($m_\varphi = \varphi$).

Рассмотрим первый случай. Ориентируем ось x в направлении падения, тогда угол φ будет всегда положительным. Из первых уравнений систем (II.7) и (II.8) следует, что на профиле существует такая точка $x_{\text{опт}}$, в которой $(m_z)_\varphi = 0$, т. е. глубина $z(x_{\text{опт}})$ находится однозначно. Для отраженных волн

$$x_{\text{опт}} = \frac{l}{2} \left[1 - \frac{z_m}{l} \left(1 + \frac{l^2}{4z_m^2} \right) \sin 2\varphi \right], \quad (\text{II.9})$$

для преломленных волн

$$x_{\text{опт}} = \frac{l}{2} \left[1 - \frac{z_m}{l} \left(1 + \frac{l}{2z_m} \operatorname{tg} i \right) \sin 2\varphi \right]. \quad (\text{II.10})$$

Точка $x_{\text{опт}}$ всегда смещена от центра базы зондирования в сторону восстания границы. Величина смещения растет с увеличением наклона и при достаточно больших углах точка $x_{\text{опт}}$ может выйти за пределы базы зондирования (рис. 10).

Во втором случае, когда направление восстания (знак φ) неизвестно, ошибка $(m_z)_\varphi$ не может быть указана однозначно. Поэтому целесообразно рассматривать максимальное значение модуля этой ошибки в каждой точке базы зондирования — $\max |(m_z)_\varphi|$. Для отраженных и преломленных волн с учетом того, что $m_\varphi = \varphi$, будем иметь соответственно:

$$\frac{\max |(m_z)_\varphi|}{z_m} = \left[\left| \frac{x}{z_m} - \frac{l}{2z_m} \right| \sec^2 \varphi + \left(1 + \frac{l}{4z_m^2} \right) \operatorname{tg} |\varphi| \right] |\varphi|, \quad (\text{II.11})$$

$$\frac{\max |(m_z)_\varphi|}{z_m} = \left[\left| \frac{x}{z_m} - \frac{l}{2z_m} \right| \sec^2 \varphi + \left(1 + \frac{l}{2z_m} \operatorname{tg} i \right) \operatorname{tg} |\varphi| \right] |\varphi|. \quad (\text{II.12})$$

В центре базы зондирования $\left(x = \frac{l}{2} \right)$, рассматриваемые функции имеют минимальное значение, которое увеличивается с ростом угла наклона границы (рис. 10, б). Следовательно, в данном случае центральной точке базы свойственна наименьшая неоднозначность в определении глубины. Эта особенность имеет важное значение в теории зондирования.

В итоге рассмотрения обоих случаев можно сформулировать следующее свойство зондирования. Неоднозначность определения глубины, вызванная неточным заданием угла наклона границы, неодинакова в разных точках базы зондирования. В общем случае, когда направление восстания границы неизвестно, минимальная неоднозначность свойственна центру базы. Если направление восстания задано, то на профиле существует точка, в которой глубина может быть найдена однозначно.

Второе свойство зондирования, вытекающее из уравнений (II.7) и (II.8), состоит в том, что неоднозначность определения глубины в любой точке интервала источник — приемник возрастает с увеличением базы зондирования. Погрешности $(m_z)_\varphi$ и $(m_z)_v$ в случае отраженных волн пропорциональны квадрату базы. Для преломленных волн величины $(m_z)_\varphi$ и $(m_z)_{v_r}$ пропорциональны базе. Следовательно, нужно стремиться к исполь-

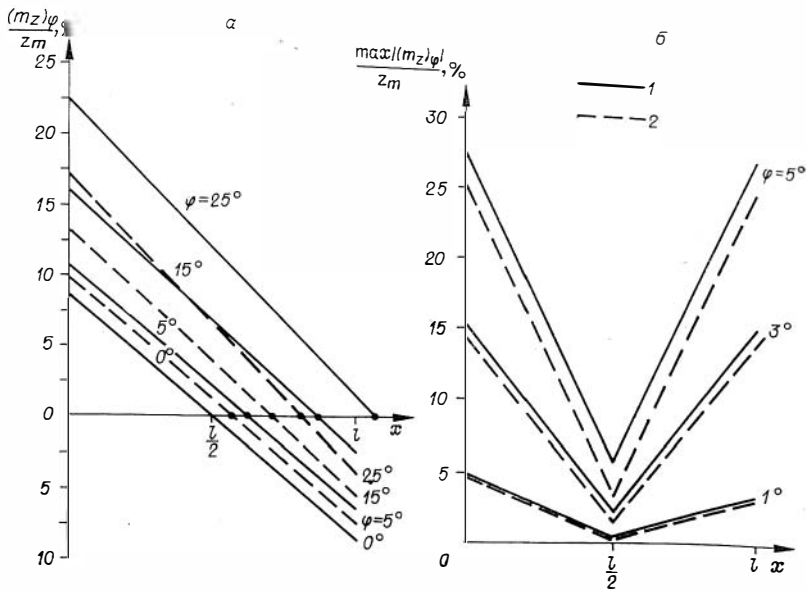


Рис. 10. Неопределенность в глубине залегания отражающей (1) и преломляющей (2) границ, обусловленная влиянием угла наклона. $\frac{l}{2z_m} = 5$, $i = 50^\circ$.

Направления восстания ($m_\varphi = 2^\circ$) известно (а), неизвестно ($m_\varphi = \varphi$) (б).

зованию зондирований с возможно меньшими расстояниями между источником и приемником колебаний.

Практическая важность последнего условия может быть проиллюстрирована следующим примером. Сравним погрешности определения глубин залегания подошвы земной коры в условиях платформенных районов ($z = 40$ км, $\varphi = 0$) по данным зондирований отраженными волнами с базами $l_1 = 200$ км (закритические отражения) и $l_2 = 100$ км (отражения вблизи критического угла) при фиксированной ошибке в расчетной скорости v . Воспользовавшись вторым уравнением системы (II.7), найдем величину отношения погрешностей для $x = \frac{l}{2}$:

$$\frac{(m_z)_{v_1}}{(m_z)_{v_2}} = \frac{4z_m^2 + l_1^2}{4z_m^2 + l_2^2} \approx 2,8.$$

Следовательно, в данном примере уменьшение базы с 200 до 100 км приводит к почти трехкратному уменьшению неоднозначности.

Ошибка в глубине из-за неточного задания скорости в покрывающей среде в случае преломленных волн (см. вторую формулу в системе (II.8)) не зависит от величины базы зондирования и одинакова во всем интервале источник — приемник.

На практике по данным зондирований целесообразно определять не вертикальную глубину z , а глубину h по нормали к границе, так как величина h более устойчива к влиянию угла наклона границы, особенно при относительно небольших базах. В этом можно убедиться, в частности, сравнив соответствующие погрешности величин z и h в центральной точке базы зондирования. В случае отраженных волн:

$$(m_{z_m})_\varphi = z_m \left(1 + \frac{l^2}{4z_m^2} \right) \operatorname{tg} \varphi m_\varphi,$$

$$(m_{hm})_{\varphi} = z_m \frac{l^2}{4z_m^2} \sin \varphi m_{\varphi},$$

$$\left(\frac{m_{zm}}{m_{hm}} \right)_{\varphi} = \frac{4 \frac{z_m^2}{l^2} + 1}{\cos \varphi} > 1.$$

Для головной волны:

$$(m_{zm})_{\varphi} = \left(z_m + \frac{l}{2} \operatorname{tg} i \right) \operatorname{tg} \varphi m_{\varphi},$$

$$(m_{hm})_{\varphi} = \frac{l}{2} \operatorname{tg} i \sin \varphi m_{\varphi},$$

$$\left(\frac{m_{zm}}{m_{hm}} \right)_{\varphi} = \frac{2 \frac{z_m}{l} \operatorname{tg} i + 1}{\cos \varphi} > 1.$$

Системы зондирования

Системы зондирования могут быть профильными и площадными. В первом случае источники и приемники колебаний находятся на одной прямой линии; по получаемым данным определяются положение границ раздела и значения скорости в плоскости сейсмического луча. Во втором случае разноориентированные зондирования располагаются на плоскости наблюдений; определяется пространственное распределение глубин и скоростей.

Профильные системы удобно изображать в координатной плоскости x, l , направив ось x по линии профиля. Масштаб расстояний по вертикальной оси берется вдвое меньше, чем по горизонтальной. Зондированию с базой l_j и абсциссой центра базы x_j на плоскости x, l соответствует точка (см. рис. 9, *в*), а системе зондирования — совокупность точек. Края зондирования, в которых расположены источник и приемник, находятся на пересечениях с осью x прямых, проведенных из точки x_j, l_j под углом 45° к осям координат*.

Перейдем к задаче о полных системах зондирования. Найдем такие системы, по данным которых могут быть определены все неизвестные параметры двухслойной модели среды с плоской наклонной границей и с постоянными значениями скоростей распространения упругих волн на участке рассматриваемой системы. Вначале рассмотрим п р о ф и л ь н ы е с и с т е м ы.

Условимся относить время прихода волны к центру базы соответствующего зондирования. Пусть в произвольной точке профиля x с глубиной залегания сейсмической границы z_m расположен центр зондирования с базой l . Воспользовавшись формулой (II.3) для отраженной волны, определим производные $\frac{dt}{dx}$ и $\frac{dt}{dl}$. При вычислении производных $\frac{dt}{dx}$ учтем, что

* Изложенный способ изображения систем зондирования близок к используемому в сейсморазведке приему «развернутого профиля» [109], являющемуся модификацией обобщенной плоскости наблюдений, введенной Г. А. Гамбурцевым [19].

$\frac{dz}{dx} = \operatorname{tg} \varphi$. В результате для данной точки профиля будем иметь три независимых уравнения:

$$\left. \begin{aligned} t &= \frac{1}{v} \sqrt{4z_m^2 + l^2 \cos^2 \varphi}, \\ \zeta &= \frac{dt}{dx} = \frac{4z_m}{v^2 t} \sin \varphi \cos \varphi, \\ \eta &= \frac{dt}{dl} = \frac{l}{v^2 t} \cos^2 \varphi. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.13})$$

Из этой системы находим все три параметра модели среды:

$$\left. \begin{aligned} z_m &= \frac{l}{2} \sqrt{\frac{t}{l\eta} - 1}, \\ \varphi &= \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{\zeta}{2} \sqrt{\frac{l}{\eta(t - l\eta)}}, \\ v &= \sqrt{\frac{l}{t} \cdot \frac{t - l\eta}{\eta(t - l\eta) + \frac{1}{4} \zeta^2 l}}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.14})$$

При этом $h_m = z_m \cos \varphi$.

Следовательно, для отраженных волн полная система зондирований должна обеспечивать измерение в заданных точках профиля трех величин: времени t и его градиентов $\frac{dt}{dx}$ и $\frac{dt}{dl}$.

Простейшая система, удовлетворяющая этим требованиям, состоит из трех зондирований. Два из них должны иметь разные базы и общий центр, а третье, с такой же базой, как любое из первых двух, должно быть сдвинуто по оси x (см. рис. 9, z , зондирования 1, 2 и 3). Переходя от дифференциалов к конечным приращениям, по данным такой системы зондирований можно определить нужные градиенты времени.

$$\left. \begin{aligned} \zeta &= \frac{t(x + \Delta x, l) - \operatorname{tg}(x, l)}{\Delta x}, \\ \eta &= \frac{t(x, l + \Delta l) - t(x, l)}{\Delta l}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.15})$$

В общем случае, когда нужно исследовать профиль некоторой протяженности, полной будет система, состоящая из ряда зондирований с двумя базами l и $l + \Delta l$, размещенных с определенной плотностью по профилю.

Для преломленных волн при тех же условиях для произвольной точки профиля получим следующую систему уравнений:

$$\left. \begin{aligned} t &= \left(2z_m \sqrt{\frac{1}{v^2} - \frac{1}{v_r^2}} + \frac{l}{v_r} \right) \cos \varphi, \\ \zeta &= \frac{dt}{dx} = 2 \sqrt{\frac{1}{v^2} - \frac{1}{v_r^2}} \sin \varphi, \\ \eta &= \frac{dt}{dl} = \frac{\cos \varphi}{v_r}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.16})$$

Большого числа независимых уравнений получить нельзя, так как производные второго и более высоких порядков для рассматриваемой модели равны нулю. Число неизвестных параметров в случае преломленных волн равно четырем (добавляется величина v_r). Поэтому полной профильной системы зондирований преломленными волнами, достаточной для отыскания всех неизвестных параметров, составить невозможно. Задача становится разрешимой, если один из параметров задан. Обычно

считается известной величина скорости в покрывающем слое v . Тогда из уравнений (II.16) определяются остальные три неизвестных параметра, т. е. система становится полной. Решение в этом случае имеет вид:

$$\left. \begin{aligned} z_m &= \frac{v}{2 \cos i} (t - l\eta) (A^2 - v^2 \eta^2)^{-\frac{1}{2}}, \\ \varphi &= \arccos A, \\ v_r &= \frac{A}{\eta}, \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.17})$$

где

$$A^2 = \frac{1}{2} \left[1 + v^2 \eta^2 - \frac{1}{4} v^2 \xi^2 + \sqrt{\left(1 + v^2 \eta^2 - \frac{1}{4} v^2 \xi^2 \right)^2 - 4v^2 \eta^2} \right].$$

При этом, как и в случае отраженных волн,

$$h_m = z_m \cos \varphi.$$

Требования к полной профильной системе зондирований преломленных волн и ее практическая реализация такие же, как и в случае отраженных волн. Отличие состоит в том, что для зондирований преломленных волн один из параметров среды должен быть известен.

Перейдем к плоскостным системам зондирований и трехмерной модели среды. В этом случае для преломленных волн двухслойная модель характеризуется пятью параметрами: глубиной залегания (z_m), истинным углом наклона (φ), азимутом падения (Ψ) границы и значениями скоростей v и v_r . Для отраженных волн количество параметров сокращается до четырех (z_m , φ , Ψ , v).

Найдем полные системы зондирований, по которым определяются все параметры среды в некоторой точке m . Рассмотрим систему, состоящую из зондирований, базы которых расположены по двум прямым линиям \vec{x}_I и \vec{x}_{II} , проходящим через точку m под некоторым углом θ друг к другу (см. рис. 9, ∂). Пусть ось \vec{x}_I ориентирована под углом φ к направлению падения границы.

Кажущиеся углы наклона границы φ_{kI} и φ_{kII} в плоскостях сейсмических лучей, соответствующих направлениям \vec{x}_I и \vec{x}_{II} , связаны с истинным углом наклона φ известными [88] соотношениями

$$\begin{aligned} \sin \varphi_{kI} &= \sin \varphi \cos \psi, \\ \sin \varphi_{kII} &= \sin \varphi \cos (\Psi + \theta). \end{aligned} \quad (\text{II.18})$$

Глубину залегания границы в точке m выразим через глубины (z_I и z_{II}) в плоскостях сейсмических лучей:

$$z_m = \frac{z_I \cos \varphi_{kI}}{\cos \varphi} = \frac{z_{II} \cos \varphi_{kII}}{\cos \varphi}, \quad (\text{II.19})$$

откуда

$$\left. \begin{aligned} \frac{dz_m}{dx_I} &= \frac{\sin \varphi_{kI}}{\cos \varphi}, \\ \frac{dz_m}{dx_{II}} &= \frac{\sin \varphi_{kII}}{\cos \varphi}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.20})$$

Пусть в точке m располагаются центры зондирований, ориентированных в направлениях \vec{x}_I и \vec{x}_{II} . С учетом соотношений (II.19) и (II.20) запишем выражения для времени прихода отраженной волны и его градиентов. Для направления \vec{x}_I будем иметь:

$$\left. \begin{aligned} t_I &= \frac{1}{v} \sqrt{4z_m^2 \cos^2 \varphi + l^2 \cos^2 \varphi_{kI}}, \\ \zeta_I &= \frac{dt_I}{dx_I} = \frac{4z_m \sin \varphi_{kI}}{v^2 t_I} \cos \varphi, \\ \eta_I &= \frac{dt_I}{dl} = \frac{l}{v^2 t_I} \cos^2 \varphi_{kI}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.21})$$

Для направления \vec{x}_{II} :

$$\left. \begin{aligned} t_{II} &= \frac{1}{v} \sqrt{4z_m^2 \cos^2 \varphi + l^2 \cos^2 \varphi_{kII}}, \\ \zeta_{II} &= \frac{dt_{II}}{dx_{II}} = \frac{4z_m \sin \varphi_{kII}}{v^2 t_{II}} \cos \varphi, \\ \eta_{II} &= \frac{dt_{II}}{dl} = \frac{l}{v^2 t_{II}} \cos^2 \varphi_{kII}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.22})$$

Углы φ_{kI} и φ_{kII} заданы соотношениями (II.18).

Из шести уравнений (II.21) и (II.22) для определения параметров среды достаточно взять любые четыре. Соответственно площадная система зондирований отраженными волнами, позволяющая найти любые четыре из шести величин (t_I , η_I , ζ_I , t_{II} , ζ_{II} , η_{II}), стоящих в левой части этих уравнений, будет являться полной. Можно составить несколько вариантов полных систем. Например, используя соотношения для t_I , ζ_I , η_I , t_{II} , ζ_{II} , η_{II} , получим:

$$\left. \begin{aligned} z_m &= C \sqrt{\frac{l}{C - \zeta_I^2 l (B - \cos \theta)^2 \operatorname{cosec}^2 \theta}}, \\ \varphi &= \arcsin \sqrt{\frac{\zeta_I^2 l (B - \cos \theta)^2 \operatorname{cosec}^2 \theta + 1}{\zeta_I^2 l + C}}, \\ \psi &= \operatorname{arctg} (B \operatorname{cosec} \theta - \operatorname{ctg} \theta), \\ v &= \sqrt{\frac{lC}{t_I \eta_I (C + \zeta_I^2 l)}}, \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.23})$$

где

$$B = \frac{\zeta_{II} t_{II}}{\zeta_I t_I}, \quad C = 4\eta_I (t_I - l\eta_I).$$

В случае регистрации преломленных волн для площадной системы зондирований можно записать следующие шесть уравнений:

$$\left. \begin{aligned} t_I &= 2z_m \sqrt{\frac{1}{v^2} - \frac{1}{v_r^2}} \cos \varphi + \frac{l}{v_r} \cos \varphi_{kI}, \\ \zeta_I &= \frac{dt_I}{dx_I} = 2 \sqrt{\frac{1}{v^2} - \frac{1}{v_r^2}} \sin \varphi_{kI}, \\ \eta_I &= \frac{dt_I}{dl} = \frac{\cos \varphi_{kI}}{v_r}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.24})$$

$$\left. \begin{aligned} t_{II} &= 2z_m \sqrt{\frac{1}{v^2} - \frac{1}{v_r^2}} \cos \varphi - \frac{l}{v_r} \cos \varphi_{kII}, \\ \zeta_{II} &= \frac{dt_{II}}{dx_{II}} = 2 \sqrt{\frac{1}{v^2} - \frac{1}{v_r^2}} \sin \varphi_{kII}, \\ \eta_{II} &= \frac{dt_{II}}{dl} = \frac{\cos \varphi_{kII}}{v_r}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.25})$$

Для полного решения обратной задачи интерпретации в рассматриваемом случае преломленных волн достаточно пяти из шести имеющихся уравнений. Следовательно, и в этом случае можно составить несколько вариантов полных площадных систем зондирований. В частности, для системы зондирований, позволяющей найти значения t_I , ζ_I , η_I , ζ_{II} , η_{II} , параметры среды можно вычислить по формулам:

$$\left. \begin{aligned} z_m &= \frac{(t_I - l\eta_I)}{2 \cos i} \sqrt{\frac{DE}{F \sin^2 \theta - E(\zeta_I^2 + \zeta_{II}^2 - 2\zeta_I \zeta_{II} \cos \theta)}} \\ \varphi &= \arcsin \sqrt{\frac{E(\zeta_I^2 + \zeta_{II}^2 - 2\zeta_I \zeta_{II} \cos \theta)}{F \sin^2 \theta}} \\ \psi &= \arctg \left(\frac{\zeta_{II}}{\zeta_I} \operatorname{cosec} \theta - \operatorname{ctg} \theta \right), \\ v &= \sqrt{\frac{DE}{F \left(E + \frac{1}{4} D \right)}} \\ v_r &= \sqrt{\frac{D}{F}}, \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.26})$$

где для краткости введены обозначения:

$$D = \zeta_{II}^2 - \zeta_I^2, \quad E = \eta_I^2 - \eta_{II}^2, \quad F = \zeta_{II}\eta_I^2 - \zeta_I^2\eta_{II}^2.$$

Значение скорости в покрывающей среде (v) по данным площадных систем зондирований с использованием преломленных волн может быть определено, если угол наклона границы не равен нулю и линии x_I и x_{II} расположены несимметрично относительно направления падения. Вопрос о системах наблюдений с получением годографов, обеспечивающих определение скорости в покрывающей среде по данным преломленных волн, рассматривался Ю. В. Ризниченко [103]. Им получено решение для частного случая двух взаимно перпендикулярных профилей, ориентированных по простиранию и вкрест простирания плоской границы.

Системы зондирований при совместном использовании отраженных и преломленных волн

По профильным системам зондирований с использованием только одного типа волн нельзя получить полной информации о среде: по данным отраженных волн не определяется величина v_r , при регистрации только преломленных волн остается неизвестным значение φ . Полные сведения о среде можно получить в результате совместного использования отраженных и преломленных волн от одной границы. Покажем, что соответствующие системы зондирований могут быть достаточно простыми.

Пусть на зондированиях 1, 2 и 3 (см. рис. 9, г) зарегистрирована отраженная волна ($t_{отр}$). По формулам (II.14) находятся параметры z , φ и v . Для определения недостающего параметра v_r достаточно дополнить эту систему одним зондированием с центром в точке x и с записью преломленной волны ($t_{пр}$). Значение v_r найдем из первого уравнения системы (II.16) с учетом формул (II.14):

$$v_r = \frac{v(4z_m^2 + l_{пр}^2) \cos \varphi}{t_{пр} l_{пр} v + 2z_m \sqrt{(4z_m^2 + l_{пр}^2) \cos^2 \varphi - t_{пр}^2 v^2}} \quad (\text{II.27})$$

В ряде случаев базы зондирований отраженными и преломленными волнами можно выбрать одинаковыми ($l_{пр} = l_{отр} = l$). Тогда для опреде-

ления всех пяти параметров двухслойной среды достаточна такая же система из трех зондирований, которая используется при регистрации только отраженных или преломленных волн. Расчетная формула для v_T упрощается:

$$v_T = \frac{(4z_m^2 + l^2) \cos \varphi}{t_{\text{пр}} l + 2z_m \sqrt{t_{\text{отр}}^2 - t_{\text{пр}}^2}}. \quad (\text{П.27}')$$

Проведенное рассмотрение простейших схем точечных сейсмических наблюдений показывает, что они дают достаточно широкие возможности для определения элементов залегания отражающих и преломляющих границ, а также скоростей упругих волн.

§ 2. ПОЛЯ ВРЕМЕН ТОЧЕЧНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В методике точечных (дифференциальных) зондирований при интерпретации используются не годографы, а специальные двух- и трехмерные поля времен [91], являющиеся обобщением понятия сейсмического годографа на случай произвольной совокупности источников и приемников колебаний. Рассмотрим основные особенности этих полей, начав с двухмерного случая, когда наблюдения ведутся вдоль профиля.

По данным совокупности зондирований с базами, изменяющимися в некотором диапазоне, поле строится следующим образом. На плоскости x, t время t прихода данной волны по каждому зондированию относится к центру базы (средней точке соответствующего интервала источник — приемник). Осуществляя интерполяцию между отдельными значениями, строят семейство линий времен для ряда фиксированных значений баз l_j . Полученное семейство линий $l_j = \text{const}$ и есть поле времен $t(x, l_j)^*$.

В случае отраженных волн линейная интерполяция более справедлива для величин t^2 и l^2 , поэтому удобно рассматривать поле $t^2(x, l_j^2)$, построенное в полуквадратичных координатах t^2, x .

Поле времен и годографы — разные виды представления кинематических характеристик сейсмических волн. Между ними существует однозначное соответствие: имея поле времен, можно построить годографы. Возможен и обратный переход, если имеется представительная совокупность годографов.

На рис. 11, а приведен пример поля времен для четырех баз. Там же показаны два встречных годографа (I и II) с пунктами возбуждения O_1 и O_2 , отмечены соответствующие точки поля и годографов. На поле времен точки смещаются по оси x в сторону источника на величину, равную половине расстояния взрыв — прием. Происходит совмещение взаимных точек годографов. Если в фиксированной точке профиля с поля $t(x, l_j)$ отраженной волны снять значения времени по ряду изолиний и построить график $t(l)$, то получим «годограф», соответствующий результатам наблюдений известным способом общей глубинной точки.

Поля времен основных монотипных волн

Отраженные волны. Рассмотрим двухслойную среду с постоянной скоростью в верхнем слое. Отражающая граница задана в виде непрерывной кривой, имеющей уравнение $z = z(x)$ в выбранной произвольной системе прямоугольных координат. Выберем на кривой $z(x)$ некоторую отра-

* Кроме рассматриваемого поля $t(x, l)$ предложены [87] другие варианты обобщенного представления кинематики сейсмических волн.

жающую точку $M(x_m, z_m)$, длина нормали в которой (рис. 11, б) определяется выражением

$$N = z(x) \sqrt{1 + \left(\frac{dz}{dx}\right)^2},$$

причем

$$\frac{dz}{dx} = \operatorname{tg} \varphi;$$

φ — угол наклона границы в точке $M(x_m, z_m)$; l — расстояние от источника до приемника (длина базы). Время t распространения отраженной волны относится к точке C' — центру базы.

Уравнение поля времен в общем виде в параметрической форме (параметр x_m) запишется в виде:

$$\left. \begin{aligned} x &= x_m + z \operatorname{tg} \varphi + \frac{1}{2 \sin \varphi} (\sqrt{N^2 + l^2 \sin^2 \varphi} - N), \\ v^2 t^2 &= l^2 + 2N (\sqrt{N^2 + l^2 \sin^2 \varphi} + N), \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.28})$$

где N и φ выражаются через $z(x)$ и $\frac{dz}{dx}$ согласно приведенным выше соотношениям, если положить $x = x_m$. В частном случае плоской границы раздела: $z = z_0 + x \operatorname{tg} \varphi$ параметр x_m нетрудно исключить и уравнение поля представляется в простой форме:

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{l_j^2 \cos^2 \varphi + 4(x \sin \varphi + z_0 \cos \varphi)^2}, \quad (\text{II.28}')$$

где z_0 — глубина в начале профиля ($x = 0$). Или по-другому:

$$t(x, l_j) = \frac{1}{v} \sqrt{4h^2(x) + l_j^2 \cos^2 \varphi}, \quad (\text{II.29})$$

где $h(x)$ — глубина по перпендикуляру к границе, проведенной из точки x .

Уравнения (II.28') и (II.29) приближенно справедливы для криволинейной границы, если ее допустимо считать локально-плоской на малом интервале между перпендикуляром к границе, проведенным из центра x зондирования, и соответствующей точкой отражения. Оценка протяженности этого интервала для конкретных условий дана в работе [99]. В большинстве практических случаев указанное допущение обеспечивает высо-

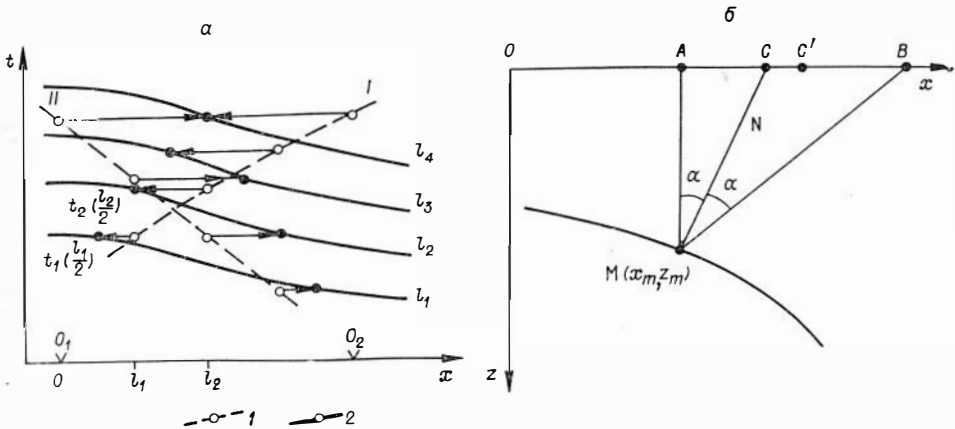


Рис. 11. Соотношение поля времен и годографов (а). 1 — годографы; 2 — линии $l = \text{const}$. К выводу уравнения поля времен отраженной волны (б).

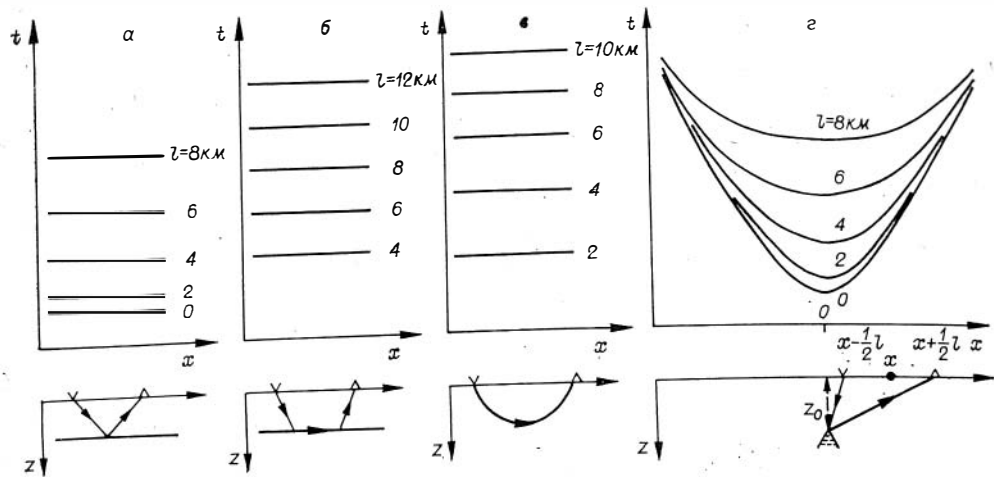


Рис. 12. Поля времен.

a — отраженной волны от горизонтальной границы ($v = \text{const}$); **б** — преломленной волны от горизонтальной границы ($v = \text{const}$, $v_r = \text{const}$); **в** — рефрагированной волны при $v = v(z)$; **г** — дифрагированной волны.

кую степень приближения. Угол наклона φ относится к окрестности точки отражения.

Вид поля времен отраженной волны от горизонтальной границы показан на рис. 12. Линии $l_j = \text{const}$ — прямые, параллельные оси абсцисс. Интервалы времени между соседними изолиниями при равном шаге параметра l_j возрастают с увеличением базы. Соответствующие интервалы между линиями поля $t^2(x, l_j^2)$ постоянны.

При наклонном залегании плоской отражающей границы (рис. 13, а) изолинии поля (кроме линии $l = 0$) искривлены (гиперболически) и наклонены в сторону восстания, причем величина наклона уменьшается с рос-

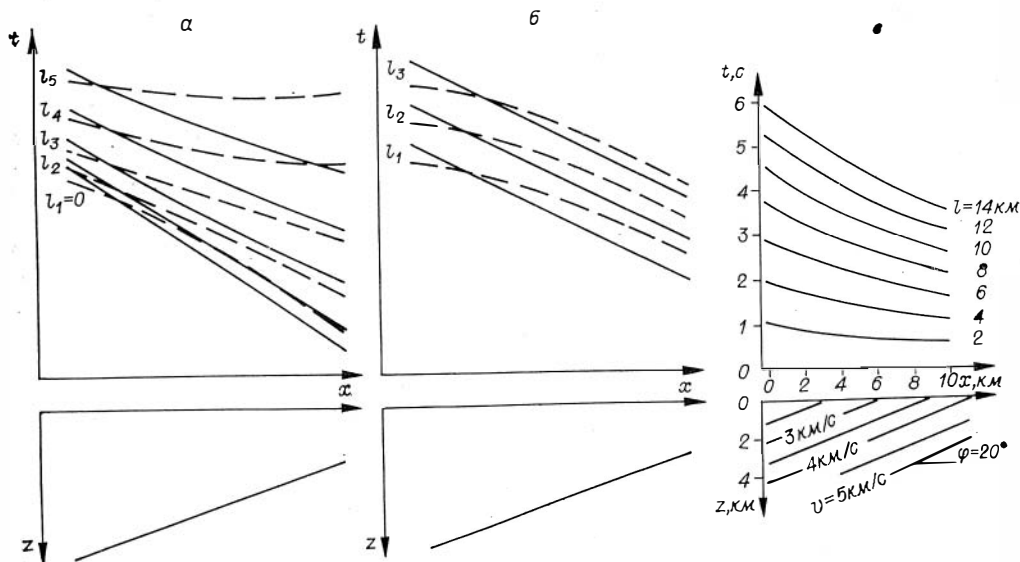


Рис. 13. Поля времен волн:

отраженной (а), преломленной при $v_r = \text{const}$ (б) и рефрагированной при $v = v_0 + \beta (x \sin \varphi + z \cos \varphi)$ (в). Сплошные линии $v = \text{const}$, штриховые — $v = v_0(1 + \beta z)$

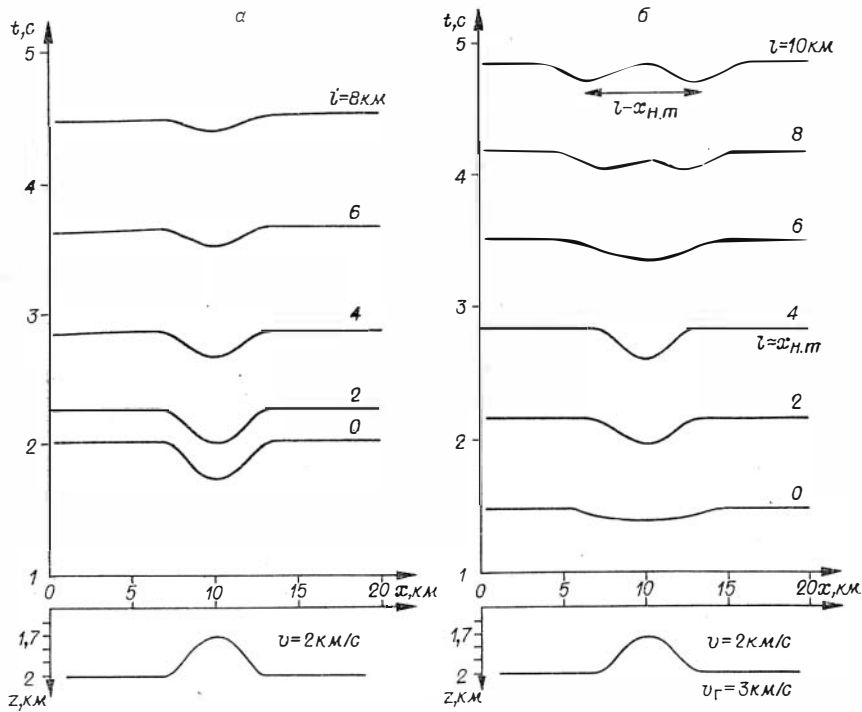


Рис. 14. Поля времен отраженной (а) и преломленной (б) волн для модели с криволинейной границей.

том базы, т. е. наибольшая чувствительность к изменению глубины свойственна зондированиям с малыми базами.

Особенности поля времен в случае криволинейной границы иллюстрируются примером для антиклинальной структуры (рис. 14). Изолинии поля являются в первом приближении зеркальным отображением рельефа отражающей поверхности. Аномалия во времени, соответствующая глубинной структуре, уменьшается при увеличении параметра l_j . Для границ вогнутой формы с большой кривизной линии $l_j = \text{const}$ образуют замкнутые петли (рис. 15).

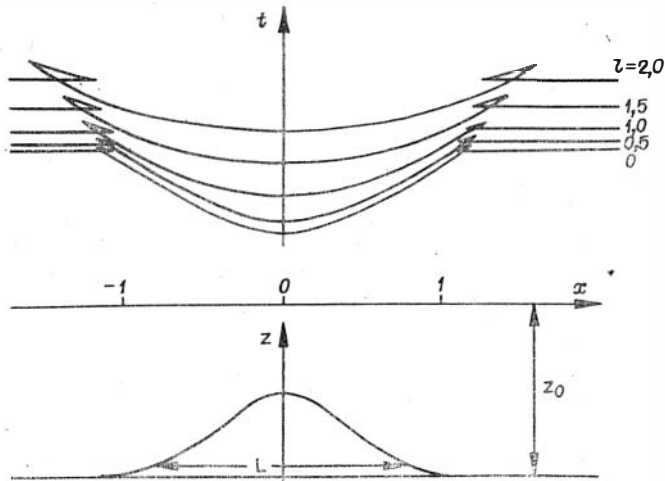


Рис. 15. Поля времен отраженной волны (случай петель на линиях $l = \text{const}$ над вогнутыми участками границы).

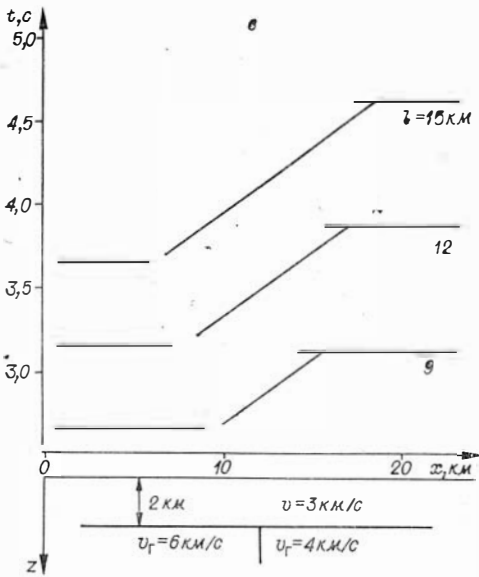
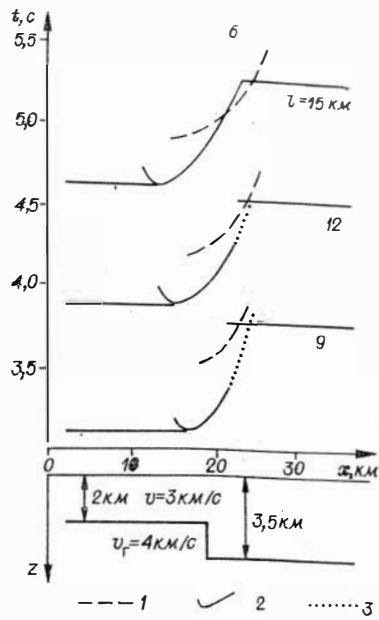
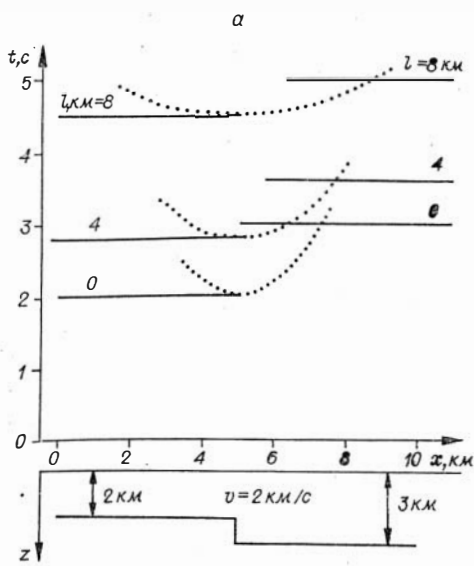


Рис. 16. Поля времен для моделей уступа (а — отраженная волна, б — преломленная) и вертикального контакта (в — преломленная волна). 1 — преломленно-проходящая волна, 2 — преломленно-дифрагированная; 3 — дифрагированная.

В случае уступа, сброса (рис. 16, а) линии $l_j = \text{const}$ терпят разрыв, амплитуда которого максимальна при $l = 0$. Протяженность переходной зоны в области разрыва, где регистрируются дифрагированные волны, увеличивается с ростом базы (на рис. 16, а показаны дифрагированные волны только от верхнего края уступа).

Горизонтальный градиент скорости в покрывающей среде при горизонтальной отражающей поверхности приводит к наклону и сближению изолиний поля времен в направлении увеличения скорости (рис. 17, а). В отличие от рассмотренного выше случая наклоной границы и постоянной скорости интервалы времени между изолиниями уменьшаются с уменьшением времени при $l_j = \text{const}$. Влияние положительного вертикального градиента скорости противоположно эффекту, обусловленному рельефом границы (см. рис. 14, а).

Головные волны. Сделаем допущение, что преломленная волна скользит вдоль границы раздела, имеющей уравнение $z = z(x)$. Пусть $M_1(x_1, z_1)$ и $M_2(x_2, z_2)$ — точки входа и выхода волны под критическим углом $i = \arcsin \frac{v}{v_T}$, причем величины x_1 и x_2 будем рассматривать в качестве параметров. Тогда в соответствии с рис. 18—19 можно записать следую-

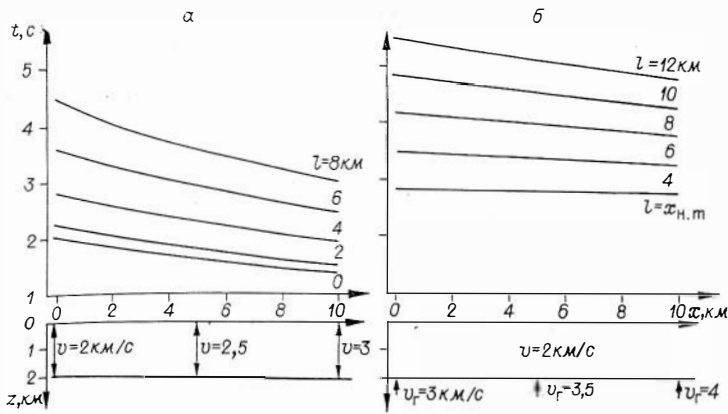


Рис. 17. Поля времен отраженной волны для модели с постоянным горизонтальным градиентом скорости (а) и преломленной волны при линейном горизонтальном изменении граничной скорости ($v = \text{const}$)(б).

щую систему уравнений:

$$\left. \begin{aligned} l &= z_1 \operatorname{tg}(i - \varphi_1) + z_2 \operatorname{tg}(i + \varphi_2) + x_2 - x_1, \\ x &= \frac{1}{2} [x_1 + x_2 + z \operatorname{tg}(i + \varphi_2) - z_1 \operatorname{tg}(i - \varphi_1)], \\ vt &= z_1 \sec(i - \varphi_1) + z_2 \sec(i + \varphi_2) + \sin i \int_{x_1}^{x_2} \sqrt{1 + \left(\frac{dz}{dx}\right)^2} dx, \end{aligned} \right\} \text{ (II.30)}$$

где интегральный член последнего уравнения представляет собой длину дуги $M_1 M_2$.

$$\operatorname{tg} \varphi_1 = \left(\frac{dz}{dx}\right)_{x_1}, \quad \operatorname{tg} \varphi_2 = \left(\frac{dz}{dx}\right)_{x_2}.$$

Для плоской границы раздела ($z = z_0 + x \operatorname{tg} \varphi$) уравнение поля имеет вид

$$t(x, l_j) = \frac{1}{v} (2z_0 \cos i \cos \varphi + l_j \sin i \cos \varphi + 2x \cos i \sin \varphi). \quad \text{(II.31)}$$

или, в более компактной форме,

$$t(x, l_j) = \frac{2h(x) \cos i}{v} + \frac{l_j}{v_r} \cos \varphi, \quad \text{(II.31')}$$

где

$$h(x) = x \sin \varphi + z_0 \cos \varphi.$$

В частном случае круговой границы для головной волны может быть доказано соотношение, которое приведем без громоздких элементарных выкладок [59]:

$$t(x, l_j) = \frac{1}{kv_r} \left[2 \operatorname{ctg} i + 2i - A - B + \right. \\ \left. + \operatorname{arctg} \frac{l_j z_0}{z_0^2 + (x_0 - x)^2 - \frac{l_j^2}{4}} - \operatorname{arctg} \frac{A+B}{AB-1} \right], \quad \text{(II.32)}$$

где

$$A^2 = \frac{k^2}{\sin^2 i} \left[\left(x_0 - x + \frac{l_j}{2} \right)^2 + z_0^2 \right] - 1,$$

$$B^2 = \frac{k^2}{\sin^2 i} \left[\left(x - x_0 + \frac{l_j}{2} \right)^2 + z_0^2 \right] - 1,$$

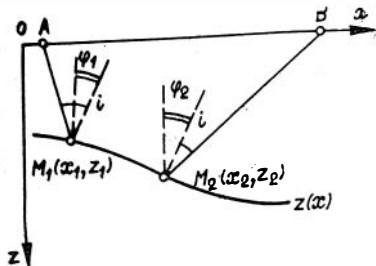


Рис. 18. К выводу уравнения поля времен головной волны.

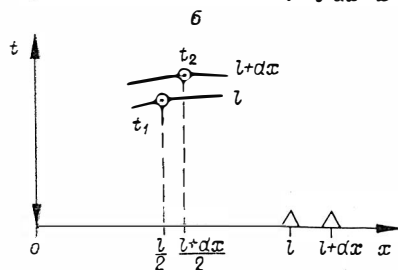
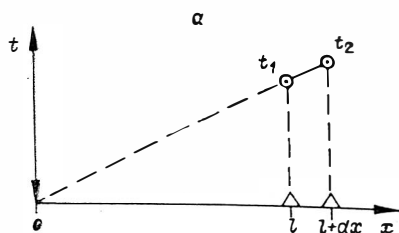


Рис. 19. К определению кажущейся скорости по полю времен.

a — элемент годографа; *b* — элемент поля времен.

x_0 и z_0 — координаты центра окружности (начало координат на линии профиля), k — кривизна (величина, обратная радиусу окружности). Знак кривизны считается положительным для вогнутой границы и отрицательным — для выпуклой.

В простейшем случае горизонтальной границы и постоянных скоростей (см. рис. 12, б) изолинии поля $t(x, l_j)$ — горизонтальные прямые с равным интервалом между соседними линиями (при фиксированном приращении параметра l_j). Для наклонной границы (см. рис. 13, б) прямолинейность изолиний и постоянство временных интервалов между ними сохраняется, но все изолинии наклонены в сторону восстания преломляющей поверхности. Прямолинейность изолиний при наклонном залегании нарушается в случае вертикального градиента скорости в покрывающей среде.

Влияние криволинейности границы на поле времен головной волны зависит от величины базы. Рассмотрим эту зависимость на примере, когда преломляющая поверхность образует антиклинальную структуру (см. рис. 14, б). Изолиния с базой, наиболее близкой к абсциссе начальной точки ($x_{н.т}$), по форме практически совпадает с зеркальным отображением рельефа границы. При переходе к изолиниям с параметром l_j , отличающимся от $x_{н.т}$ в большую или меньшую сторону, структура (ее временной эффект) вначале выполаживается и растягивается по горизонтали, а затем распадается на две фиктивные «структуры», подобные по форме той, что имеет место при $l \approx x_{н.т}$, но с вдвое меньшей амплитудой. Фиктивные структуры располагаются симметрично относительно истинной. Расстояние между ними увеличивается с ростом значения l_j — $x_{н.т}$. Рассмотренные для данного примера особенности поля времен имеют в их качественном виде достаточно общий характер и обусловлены тем, что основное проявление подземного рельефа в форме линий $l_j = \text{const}$ вызвано наложением влияний изменения глубин границы в точках преломления сейсмического луча. Если горизонтальные размеры структурных форм малы по сравнению с базой зондирования, то каждая из них фиксируется дважды: в точках падения и отрыва луча. С уменьшением базы эти точки сближаются, соответственно происходит сближение фиктивных «структур» и их наложение. При $l \approx x_{н.т}$ рассматриваемые точки практически совпадают, и соответствующая изолиния поля приближается к зеркальному подобию преломляющей границы, так же, как и в случае отраженных волн.

Проявление сброса в поле времен преломленной волны подробно рассмотрено в работе [83]. При пересечении сброса вкrest простирания (см. рис. 16, б) происходит смещение изолиний поля, амплитуда которого

одинакова для всех изолиний и равна $\frac{\Delta z}{v} \cos i$, где Δz — перепад глубин.

В переходной зоне, протяженность которой увеличивается с ростом базы, существуют преломленно-проходящие и дифрагированные волны. Им соответствуют криволинейные линии $l_j = \text{const}$, зависящие от взаимного расположения источника и приемника.

Особенности поля времен головной волны в случае вертикального контакта со скачком граничной скорости показаны на рис. 16, *в*. Над участком с пониженной граничной скоростью времена для всех изолиний и интервалы между ними возрастают на одинаковые величины. При расположении зондирований вблизи контакта, находящегося между точками преломления сейсмического луча, линии $l_j = \text{const}$ прямые, наклоненные в сторону среды с большей скоростью. Вблизи контакта имеют место разрывы и перекрытия изолиний. Изолинии дифрагированных волн, не показанные на чертеже, зависят от взаимного расположения источника и приемника.

При непрерывном линейном изменении граничной скорости (см. рис. 13, *б*) линии $l_j = \text{const}$ становятся криволинейными и плавно воздымаются в направлении уменьшения скорости с одновременным увеличением интервалов между изолиниями. Минимальную реакцию на изменение граничной скорости имеет изолиния с параметром, наиболее близким к среднему значению абсциссы начальной точки.

Рефрагированные волны. При нарастании скорости с глубиной по закону $v(z)$, воспользовавшись известными [20] соотношениями для рефрагированной волны, можно записать функцию $t(x, l_j)$ в параметрической форме

$$\left. \begin{aligned} l &= 2 \int_0^{z_{\max}} \frac{pv(z) dz}{\sqrt{1 - p^2 v^2(z)}}, \\ t &= 2 \int_0^{z_{\max}} \frac{dz}{v(z) \sqrt{1 - p^2 v^2(z)}}, \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.33})$$

где z_{\max} — глубина максимального проникания сейсмического луча; $p = \frac{1}{v(z_{\max})}$ — параметр луча.

Исключение параметра из уравнений (II.33) возможно для конкретных законов $v(z)$. В частности, для линейного нарастания скорости $v = v_0(1 + \beta z)$ получается следующее соотношение [20]:

$$t(x, l_j) = \frac{2}{v_0 \beta} \operatorname{arsh} \frac{l_j \beta}{2}. \quad (\text{II.34})$$

Здесь v_0 — скорость на поверхности наблюдений, β — вертикальный градиент скорости.

При любом законе нарастания скорости с глубиной изолинии поля времен рефрагированной волны сближаются с ростом базы (см. рис. 12, *в*). Изолинии — горизонтальные прямые, зависимость от координаты x отсутствует, так как скорость изменяется только по вертикали. Уравнение изолиний поля времен рефрагированной волны в среде с линейной зависимостью скорости от координат x и z , т. е. для закона

$$v(x, z) = v_0 + k(x \sin \varphi + z \cos \varphi),$$

где φ — наклон изолиний скорости; k — градиент скорости по нормали к этим изолиниям; v_0 — скорость в начале координат на поверхности наблюдений можно записать в виде [72, 90]:

$$t(x, l_j) = \frac{2}{k} \operatorname{arsh} \frac{kl_j}{2 \sqrt{(v_0 + kx \sin \varphi)^2 - \frac{k^2 l_j^2}{4} \sin^2 \varphi}}. \quad (\text{II.35})$$

На рис. 13, в приведен пример поля времен рефрагированной волны в случае линейного изменения скорости по направлениям x и z . Поле представлено семейством вогнутых кривых $l_j = \text{const}$, наклоненных в сторону восстания изолиний скорости.

Дифрагированные волны могут возникать на резких неоднородностях, обычно приуроченных к зонам разломов. В случае дифракции на горизонтальном ребре для профиля, направленного вкост простираения ребра, функция $t(x, l_j)$ может быть получена на основании простых геометрических соображений (см. рис. 12, з):

$$t(x, l_j) = \frac{1}{v} \left[\sqrt{z_0^2 + \left(x - x_0 - \frac{l_j}{2}\right)^2} + \sqrt{z_0^2 + \left(x + x_0 + \frac{l_j}{2}\right)^2} \right]. \quad (\text{II.36})$$

Начало координат помещено в произвольной точке профиля, x_0 и z_0 — координаты дифрагирующего объекта.

Линии $l_j = \text{const}$ симметричны, имеют минимум над дифрагирующим объектом. Каждая из них является суммой двух гипербол, смещенных относительно дифрагирующего ребра на величину $\pm \frac{l_j}{2}$.

Следует иметь в виду, что в ряде случаев вид изолиний поля времен дифрагированных волн может зависеть от взаимного расположения источника и приемника колебаний.

Дальнейшее изучение свойств двумерных полей времен $t(x, l)$ отраженно-дифрагированных волн проведено в работе [39].

Градиенты поля времен

Градиенты временного поля являются его важными характеристиками, связанными с параметрами среды. Найдем эти связи для отраженных и преломленных волн в случае двухслойной среды с локально-плоской границей, разделяющей однородные среды, а также для рефрагированных волн.

Вертикальный градиент поля времен определим в результате дифференцирования по l уравнений (II.29) и (II.31'), (II.33) либо по уравнениям (II.13) и (II.16). В случае отраженных волн:

$$\left[\frac{d(t^2)}{d(l^2)} \right]_{x=\text{const}} = \frac{1}{v} \cos^2 \varphi, \quad (\text{II.37})$$

$$\left(\frac{dt}{dl} \right)_{x=\text{const}} = \frac{\cos \varphi}{v \sqrt{\left(\frac{2k_m}{l \cos \varphi} \right)^2 + 1}}. \quad (\text{II.37}')$$

Для преломленных (головных) волн

$$\left(\frac{dt}{dl} \right)_{x=\text{const}} = \frac{1}{v_r} \cos \varphi. \quad (\text{II.38})$$

В случае рефрагированных волн

$$\left(\frac{dt}{dl} \right)_{x=\text{const}} = \frac{1}{v(z_{\text{max}})}. \quad (\text{II.39})$$

Из полученных формул следует, что величина вертикального градиента зависит от значений скоростей v , v_r , $v(z_{\text{max}})$ распространения упругих волн в среде. Зависимость от угла наклона границ слабая, так как для обычно встречающихся значений φ величина $\cos \varphi$ в формулах (II.37) и (II.38) мало отличается от единицы.

Горизонтальный градиент в случае отраженных и преломленных волн получим путем дифференцирования по x выражений (II.29) и (II.31')

с учетом того, что $\frac{dh}{dx} = \sin \varphi$ (считая наклон границы положительным в направлении падения).

Для отраженных волн:

$$\left[\frac{d(t^2)}{dx} \right]_{l^2=\text{const}} = \frac{8h}{v^2} \sin \varphi, \quad (\text{II.40})$$

$$\left(\frac{dt}{dx} \right)_{l=\text{const}} = \frac{1}{v \sqrt{1 + \left(\frac{l}{2h} \cos \varphi \right)^2}} \sin \varphi. \quad (\text{II.40}')$$

В случае преломленных волн

$$\left(\frac{dt}{dx} \right)_{l=\text{const}} = \frac{2 \cos i}{v} \sin \varphi. \quad (\text{II.41})$$

Из полученных формул следует, что горизонтальный градиент поля прежде всего зависит от угла наклона сейсмических границ. Это свойство приближенно справедливо и для рефрагированных волн при наличии горизонтального градиента скорости, когда линии равных скоростей наклонены под некоторым углом (рис. 13, в, [72]).

Кажущаяся скорость выражается через вертикальный и горизонтальный градиенты поля времен. Рассмотрим элемент годографа, полученного на участке $[l, l + dx]$. Источник колебаний — в начале координат, ось x направлена от источника к приемнику (см. рис. 19, а). В этом случае

$$\frac{\frac{t_2 - t_1}{v_h}}{dx} = \frac{t_2 - t_1}{dx}.$$

Расположение соответствующих точек на поле времен также показано на рис. 19, а. Очевидно, что

$$t_2 = t_1 + \left(\frac{dt}{dl} \right)_{x=\text{const}} \cdot dx + \left(\frac{dt}{dx} \right)_{l=\text{const}} \cdot \frac{1}{2} dx.$$

Подставив это выражение в предыдущую формулу, получим искомую зависимость для кажущейся скорости:

$$\frac{1}{v_h} = \left(\frac{dt}{dl} \right)_{x=\text{const}} + \frac{1}{2} \left(\frac{dt}{dx} \right)_{l=\text{const}}. \quad (\text{II.42})$$

Для кажущейся скорости во встречном направлении будем иметь

$$\frac{1}{v_h} = \left(\frac{dt}{dl} \right)_{x=\text{const}} - \frac{1}{2} \left(\frac{dt}{dx} \right)_{l=\text{const}}. \quad (\text{II.42}')$$

Если на поле времен градиенты определены в точке x_j, l_j , то полученные кажущиеся скорости относятся соответственно к элементам годографов в точках $x_j \pm \frac{l_j}{2}$ с источниками в пунктах $x_j \mp \frac{l_j}{2}$.

На практике, считая поле времен в ограниченной области однородным, можно перейти от дифференциалов к конечным приращениям времен и расстояний между точками поля, соответствующими одному годографу. Совместив для простоты начало оси x с рассматриваемым источником колебаний (O_1 на рис. 11, б), будем иметь следующую формулу для определения кажущейся скорости в интервале удалений $[l_1, l_2]$ от этого источника:

$$v_h = \frac{l_2 - l_1}{t_2 \left(\frac{l_2}{2} \right) - t_1 \left(\frac{l_1}{2} \right)}. \quad (\text{II.42}'')$$

Преобразование поля времен с изменением баз

Это преобразование, важное на разных этапах интерпретации, может быть обосновано для преломленных и отраженных волн и базируется на том, что при некоторых условиях поле времен этих волн определяется заданием только двух линий $l_j = \text{const}$.

В случае преломленных волн будем считать, что сейсмический луч скользит по границе, не проникая в глубь преломляющего слоя (нагоняющие годографы параллельны). Рельеф поверхности наблюдений и распределение скоростей в покрывающей и преломляющей средах могут быть произвольными. Покажем, что в этих условиях задание двух произвольных изолиний поля позволяет найти изолинии с другими базами с интервалом Δl , равным разности исходных баз.

Пусть l_n и $l_{n+1} = l_n + \Delta l$ — параметры заданных изолиний поля. Докажем, что для произвольной точки профиля x время $t(x, l_n - \Delta l)$, соответствующее изолинии $l_{n-1} = l_n - \Delta l$, определяется значениями исходных времен в точках $x - \frac{1}{2}\Delta l$, x и $x + \frac{1}{2}\Delta l$ (рис.20). Обращаясь к плоскости наблюдений x, l , где линии $l_j = \text{const}$ имеют вид прямых, параллельных оси абсцисс, запишем очевидное равенство, выражающее свойство параллельности нагоняющих годографов головной волны:

$$t(x, l_n + \Delta l) - t\left(x - \frac{\Delta l}{2}, l_n\right) = t\left(x + \frac{\Delta l}{2}, l_n\right) - t(x, l_n - \Delta l),$$

откуда получим искомую зависимость

$$t(x, l_n - \Delta l) = t\left(x - \frac{\Delta l}{2}, l_n\right) + t\left(x + \frac{\Delta l}{2}, l_n\right) - t(x, l_n + \Delta l). \quad (\text{II.43})$$

Применяя найденное соотношение для ряда точек профиля, можно построить линию $l_n - \Delta l$. Затем, рассматривая линии l_n и $l_n - \Delta l$ как исходные, находим времена для $l_n - 2\Delta l$. Продолжив последовательно этот процесс, можно восстановить все поле в некоторой области в сторону увеличения или уменьшения баз.

Обозначив для краткости через $t_{n-1}, t_{n-2}, t_{n-3}, \dots, t_{n-k}$ — значения времен, полученных при пересчете исходных значений t_{n+1} и t_n на более низкие уровни $l_{n-1}, l_{n-2}, l_{n-3}, \dots, l_{n-k}$, найдем в результате последовательного применения формулы (II.43):

$$\begin{aligned} t_{n-1}(x) &= t_n\left(x - \frac{\Delta l}{2}\right) + t_n\left(x + \frac{\Delta l}{2}\right) - t_{n+1}(x), \\ t_{n-2}(x) &= t_n\left(x - \frac{\Delta l}{2}\right) + t_n(x) + t_n\left(x + 2\frac{\Delta l}{2}\right) - \\ &\quad - t_{n+1}\left(x - \frac{\Delta l}{2}\right) - t_{n+1}\left(x + \frac{\Delta l}{2}\right), \\ t_{n-3}(x) &= t_n\left(x - 3\frac{\Delta l}{2}\right) + t_n\left(x - \frac{\Delta l}{2}\right) + t_n\left(x + \frac{\Delta l}{2}\right) + \end{aligned}$$

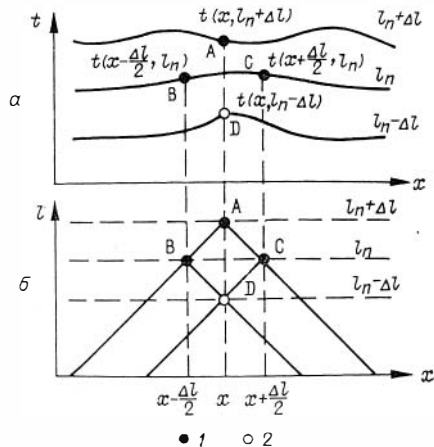


Рис. 20. К обоснованию преобразования поля времен головной волны с изменением баз.

a — поле времен; b — схема наблюдений на плоскости x, l . 1 — исходные точки; 2 — точки, подлежащие определению.

$$+ t_n \left(x + 3 \frac{\Delta l}{2} \right) - t_{n+1} \left(x - 2 \frac{\Delta l}{2} \right) - t_{n+1}(x) - t_{n+1} \left(x + 2 \frac{\Delta l}{2} \right),$$

$$t_{n+k}(x) = \sum_{j=0}^k t_n \left[x - (k-2j) \frac{\Delta l}{2} \right] - \sum_{j=0}^{k-1} t_{n+1} \left[x - (k-2j-1) \frac{\Delta l}{2} \right]. \quad (\text{II.44})$$

Аналогичным образом можно получить соответствующее выражение для пересчета времен t_{n-1} и t_n в сторону увеличения баз:

$$t_{n+k}(x) = \sum_{j=0}^k t_n \left[x - (k-2j) \frac{\Delta l}{2} \right] - \sum_{j=0}^{k-1} t_{n-1} \left[x - (k-2j-1) \frac{\Delta l}{2} \right]. \quad (\text{II.44}')$$

При каждом акте пересчета поля времен головной волны протяженность получаемых изолиний сокращается с обоих краев на величину $\frac{\Delta l}{2}$.

Пересчет поля времен отраженных волн возможен при более жестких ограничениях: в случае плоской поверхности наблюдений, локально-плоской границы и постоянной скорости в покрывающей толще. При этих условиях время $t_3(x)$, соответствующее произвольной базе l_3 , находится по двум заданным линиям $t_1(x)$ и $t_2(x)$ с базами l_1 и l_2 [90]:

$$t_3^2(x) = t_1^2(x) + \frac{l_3^2 - l_1^2}{l_2^2 - l_1^2} [t_2^2(x) - t_1^2(x)]. \quad (\text{II.45})$$

В частном случае $l_3 = 0$ и $t_3 = t_0$ получаем формулу пересчета в линию $t_0(x)$:

$$t_0^2(x) = \frac{l_2^2 t_1^2(x) - l_1^2 t_2^2(x)}{l_2^2 - l_1^2}. \quad (\text{II.45}')$$

Приведение поля времен к новой линии наблюдений

Рассматриваемое приведение может быть выполнено для волн любого типа, если известно строение среды между исходным и новым уровнями. Сущность пересчета поля времен на новый уровень наблюдений состоит в том, что по исходному полю находятся углы, образованные сейсмическим лучом с дневной поверхностью в точках источника и приемника. Затем по законам геометрической сейсмологии восстанавливается траектория луча до пересечения с выбранным уровнем приведения. Источник и приемник переносятся в найденные точки пересечения.

Рассмотрим достаточно общий случай, когда среда между линией наблюдений и уровнем приведения состоит из произвольного числа слоев с криволинейными границами и переменной по вертикали скоростью. Воспользовавшись известными [20] соотношениями для среды с вертикальным градиентом скорости, найдем горизонтальное смещение Δx и время Δt пробега луча в каждом слое (рис. 21). Для n -го слоя будем иметь:

$$\left. \begin{aligned} \Delta x_0 &= \int_0^{h_n} \frac{p_n v_n(z) dz}{\sqrt{1 - p_n^2 v_n^2(z)}}, \\ \Delta t_n &= \int_0^{h_n} \frac{dz}{v_n(z) \sqrt{1 - p_n^2 v_n^2(z)}}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.46})$$

Начало координат в каждом слое отнесено к точке входа в него сейсмического луча. Параметр p_n равен $\frac{\sin i_{0n}}{v_{0n}}$. Угол i_{0n} для всех слоев, кроме

первого, определяется из закона преломления:

$$i_{0n} = \arcsin \frac{v_{0n} \sin (i_{n-1} + \varphi_n)}{v_{n-1}(h_{n-1})} - \varphi_n. \quad (\text{II.47})$$

В приведенных выражениях h_n — вертикальная проекция траектории луча в данном слое, $v_{n-1}(h_{n-1})$ и v_{0n} — значения скоростей соответственно на подошве и кровле слоев с индексами $n - 1$ и n . Остальные обозначения ясны из рис. 21.

Угол i_{01} подхода луча к линии наблюдений находится по формуле

$$i_{01} = \arcsin \frac{v_{01}}{v_k} - \varphi_1. \quad (\text{II.48})$$

Значение кажущейся скорости v_k определяется через вертикальный и горизонтальный градиенты поля времен (см. II.42).

Применяя последовательно формулы (II.48), (II.47) и (II.46), рассчитаем величины Δx и Δt во всех слоях (начиная с первого) для луча, приходящего в точку S. Аналогично находятся значения Δx^1 и Δt^1 для луча, выходящего из источника O. Для приведения зондирования OS к новой линии наблюдений (O^1S^1) время должно быть изменено на величину

$$\Delta T = - \left(\sum \Delta t_n + \sum \Delta t_n^1 \right),$$

центр зондирования смещен по оси x на

$$\Delta x = \frac{1}{2} \left(\sum \Delta x_n^1 - \sum \Delta x_n \right),$$

а база зондирования изменена на величину

$$\Delta L = - \left(\sum \Delta x_n + \sum \Delta x_n^1 \right).$$

Суммирование ведется по всем слоям между исходной и новой линиями наблюдений. Величины Δx и Δt положительны при пересчете вниз и отрицательны при переходе к линии наблюдений выше исходного уровня. Поправки ΔT , Δx и ΔL рассчитываются для необходимого числа точек исходного поля времен, по исправленным значениям строится новое поле. Вместо вычислений по формулам (II.46) можно воспользоваться лучевыми диаграммами для заданных законов $v_n(z)$. В частном случае, когда скорости в каждом слое постоянны, а границы криволинейны, уравнения (II.46) приобретают вид:

$$\left. \begin{aligned} \Delta x_n &= h_n \operatorname{tg} i_n, \\ \Delta t_n &= \frac{h_n}{v_n \cos i_n}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.46}')$$

Еще большие упрощения получаются в случае горизонтально-слоистой среды:

$$\left. \begin{aligned} \Delta x_n &= \frac{h_n v_n}{\sqrt{v_k^2 - v_n^2}}, \\ \Delta t_n &= \frac{h_n v_k}{v_n \sqrt{v_k^2 - v_n^2}}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.46}'')$$

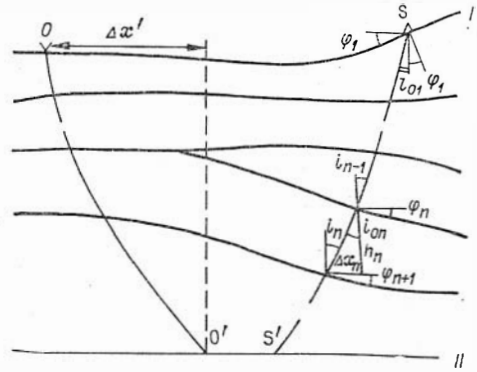


Рис. 21. К обоснованию перехода на новый уровень наблюдений.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

I — линия наблюдений; II — уровень приведения. I — линия наблюдений; II — уровень приведения.

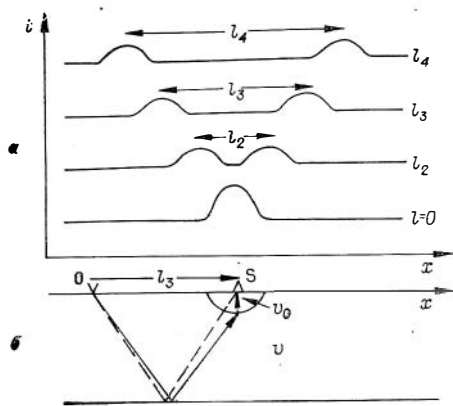


Рис. 22. Проявление поверхностных неоднородностей в поле времен.
 а — поле времен; б — разрез и лучевая схема.

поверхностных искажений оказывается распределенным по-разному.

Действительно, пусть имеем две изолинии поля $t_1(x)$ и $t_2(x)$, которым соответствуют базы l_1 и l_2 . В произвольной точке профиля x время $t_1(x)$ будет содержать влияние неоднородностей в точках $x - \frac{l_1}{2}$ и $x + \frac{l_1}{2}$, где расположены соответствующие источник и приемник колебаний. Значение $t_2(x)$ будет искажено неоднородностями в точках $x - \frac{l_2}{2}$ и $x + \frac{l_2}{2}$. Следовательно, искажения времен $t_1(x)$ и $t_2(x)$ могут оказаться неодинаковыми по величине.

Характерный пример проявления поверхностных неоднородностей в поле времен показан на рис. 22 для случая относительно простого строения среды и зондирований отраженными волнами. При $l \neq 0$ участок с малой скоростью v_0 пересекается сейсмическим лучом дважды при разных положениях центра зондирования. На линиях $l_j = \text{const}$ фиксируются две аномалии во времени, отстоящие друг от друга на расстояние, близкое к соответствующему значению l_j .

На практике значения скоростей в верхнем неоднородном слое (в зоне малых скоростей, а при работах методом ГСЗ — в толще слабо уплотненных осадков) обычно значительно меньше, чем в нижележащей среде, поэтому можно пренебречь зависимостью величины поверхностных искажений от угла подхода (выхода) сейсмического луча к подошве неоднородного слоя. Тогда каждой точке профиля, в которой расположен источник или приемник колебаний можно приписать некоторую величину искажения $\delta(x)$, не зависящую от базы зондирования. При этом условии уравнение изолиний поля с параметром l_j запишется следующим образом:

$$t_j(x) = t'_j(x) + \delta\left(x - \frac{l_j}{2}\right) + \delta\left(x + \frac{l_j}{2}\right). \quad (\text{II.49})$$

где $t'_j(x)$ — неискаженное время.

В частном случае, когда функция $\delta(x)$ линейна, распределение искажений поля времен не зависит от величины баз зондирований, все изолинии будут искажены одинаково.

Особенности поля времен при площадных наблюдениях

Если совокупность зондирований с базами, изменяющимися в некотором интервале, размещена на площади (плоскости наблюдений x, y), то относя, как и ранее, времена к центрам соответствующих зондирований,

Здесь v_k — значение кажущейся скорости в точке пересечения сейсмическим лучом дневной поверхности.

Проявление поверхностных неоднородностей в поле времен

В качестве величины поверхностного искажения будем рассматривать разность времен пробега волны при наличии поверхностной неоднородности и без нее при неизвестном положении источника и приемника. В последнем случае верхняя неоднородная часть разреза заменяется однородной средой с той же скоростью, что и в подстилающих породах. На разных изолиниях поля влияние по-

можно построить ряд карт изохрон для фиксированных значений баз l_j . В результате получим поверхностное поле $t(x, y, l_j)$. Рассмотрим его особенности для отраженных и преломленных волн.

Поверхностное поле времен неоднозначно, так как для зондирований с фиксированной базой и неизменным положением центра время прихода волны зависит от азимута ψ , который будем отсчитывать от направления падения границы (см. рис. 9, з).

В случае отраженных волн

$$t_\psi = \frac{1}{v} \sqrt{4h^2 + l_j^2 (1 - \sin^2 \varphi \cos^2 \psi)}, \quad (\text{II.50})$$

где φ — полный угол наклона границы; h — глубина по нормали к границе в центре базы.

Минимальное время получится при ориентации базы зондирования вкрест простирания отражающей поверхности

$$t_\perp = \frac{1}{v} \sqrt{4h^2 + l_j^2 \cos^2 \varphi}, \quad (\text{II.50}')$$

максимальное — для направления простирания

$$t_\parallel = \frac{1}{v} \sqrt{4h^2 + l_j^2}. \quad (\text{II.50}'')$$

Из предыдущих трех уравнений можно вывести следующее соотношение:

$$t_\psi^2 = t_\parallel^2 \cos^2 \psi + t_\perp^2 \sin^2 \psi, \quad (\text{II.50}''')$$

позволяющее осуществить необходимый пересчет полей. Это соотношение можно трактовать также в том смысле, что пространственное поле времен отраженной волны характеризуется двумя функциями: $t_\parallel(x, y, l_j)$ и $t_\perp(x, y, l_j)$. Зная эти функции при решении прямой задачи, можно построить поле $t_{\psi_j}(x, y, l_j)$ при заданной произвольной ориентации отдельных зондирований в соответствии с преобразованием (II.50''').

Неоднозначность поля $t(x, y, l_j)$ в каждой точке поверхности наблюдений можно охарактеризовать величиной разности между максимальным временем и временем при ориентации зондирования под произвольным азимутом ψ :

$$\Delta t_\psi = t_\parallel - t_\psi = t_\parallel \left(1 - \sqrt{1 - \frac{1}{1 + \frac{4h^2}{l_j^2}} \sin^2 \varphi \cos^2 \psi} \right) < t_\parallel (1 - \sqrt{1 - \sin^2 \varphi \cos^2 \psi}). \quad (\text{II.51})$$

Разность времен максимальна для зондирований, расположенных по простиранию и вкрест простирания:

$$\Delta t_{\max} = t_\parallel - t_\perp = t_\parallel \left(1 - \sqrt{1 - \frac{1}{1 + \frac{4h^2}{l_j^2}} \sin^2 \varphi} \right) < t_\parallel (1 - \cos \varphi). \quad (\text{II.51}')$$

Аналогичные соотношения для головных волн имеют вид:

$$t_\psi = \frac{2h \cos i}{v} + \frac{l_j}{v_r} \sqrt{1 - \sin^2 \varphi \cos^2 \psi}, \quad (\text{II.52})$$

$$t_\perp = \frac{2h \cos i}{v} + \frac{l_j}{v_r} \cos \varphi, \quad (\text{II.52}')$$

$$t_\parallel = \frac{2h \cos i}{v} + \frac{l_j}{v_r}. \quad (\text{II.52}'')$$

Соответствующая связь между временами выражается соотношением

$$t_{\psi} = t_{\parallel} - \frac{l_j}{v_r} + \sqrt{\left(\frac{l_j}{v_r}\right)^2 \sin^2 \psi + \left(t_{\parallel} - t_{\perp} + \frac{l_j}{v}\right)^2 \cos^2 \psi}. \quad (\text{II.52}''')$$

В данном случае в формулу преобразования времен входит также величина $\frac{l_j}{v_r}$.

Для разности времен Δt_{ψ} и Δt_{\max} имеем:

$$\Delta t_{\psi} = t_{\parallel} - t_{\psi} = \frac{l_j}{v_r} (1 - \sqrt{1 - \sin^2 \psi \cos^2 \psi}), \quad (\text{II.53})$$

$$\Delta t_{\max} = t_{\parallel} - t_{\perp} = \frac{l_j}{v_r} (1 - \cos \psi). \quad (\text{II.53}')$$

Неоднозначность поверхностного поля времен увеличивается с возрастанием углов наклона отражающих и преломляющих границ. При $\psi = 0$ поле однозначно. По формулам (II.51') и (II.53') можно оценить степень неоднозначности для конкретных условий. Протяженные сейсмические границы в земной коре обычно имеют небольшие углы наклона, измеряемые первыми градусами. Поэтому при глубинных сейсмических исследованиях в большинстве случаев можно пренебречь зависимостью времени от азимута зондирования. Если углы наклона велики, то эффект неоднозначности поля времен можно исключить путем приведения времен к некоторому определенному направлению, например к направлению простирания. В этом случае поправки к наблюдаемым значениям времен рассчитываются по формулам (II.51) и (II.53). Необходимые для расчета поправки азимуты ψ определяются по картам изохрон или по структурным картам, построенным в первом приближении без учета неоднозначности поля.

При сложном строении среды может возникнуть необходимость учета неоднозначности поля $t(x, y, l)$, вызванной анизотропией скоростей. Особенно значительными могут быть эффекты, обусловленные зависимостью граничной скорости от азимута при изучении поверхности фундамента платформ преломленными волнами.

Как отмечалось выше, поле $t(x, y, l)$ на плоскости наблюдений обладает неоднозначностью даже для простейшей модели с плоской границей раздела и однородной средой.

В работе [94], являющейся дальнейшим развитием теории пространственных зондирований отраженных волн, показана возможность построения однозначного поля некоторой величины M , определяемой по измерениям на ортогональных крестовых зондированиях с ортогональной ориентацией на плоскости наблюдений. При этом однозначность поля сохраняется с большой точностью для достаточно большого набора типичных моделей. Это дало возможность строго решать обратную задачу [96].

В заключение укажем, что развитая выше теория временных полей в последнее время начинает использоваться в структурной сейморазведке как при решении задачи выделения сигналов на фоне помех, так и для более корректного решения обратных задач.

§ 3. ОСОБЕННОСТИ ИДЕНТИФИКАЦИИ ВОЛН И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИХ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

При работах методикой зондирований имеют дело с волнами, возбужденными в разных пунктах и зарегистрированными на коротких, не связанных друг с другом установках. В этих условиях для идентификации волн нельзя применить известные правила позиционной и транспозиционной корреляций, которые предполагают наличие непрерывных наблюде-

ний и определенным образом фиксированное размещение источников колебаний. В методике точечных зондирований используется так называемая дискретная корреляция волн, при которой, наряду с анализом волнового поля, широко привлекаются априорные данные об общих закономерностях геометрии изучаемой среды и ее физических свойствах.

Динамические характеристики колебаний, играющие важную роль при идентификации волн, несут в себе ценную информацию о свойствах среды, в том числе и таких, которые не могут быть надежно изучены только по данным о временах пробега упругих волн, зарегистрированных при малодетальных наблюдениях. Поэтому естественным является привлечение динамики колебаний для получения дополнительных сведений о глубинном строении даже на этапе рекогносцировочных исследований. Существующие способы решения этой задачи в основном рассчитаны на использование сейсмических записей в широком диапазоне удалений от источника при тщательном контроле условий в пунктах возбуждения и регистрации колебаний, поэтому они не могут быть применены в методике точечных зондирований без учета ее специфики.

Особенности корреляции волн при рекогносцировочных исследованиях

Дискретная корреляция, кроме методики зондирований, в той или иной форме используется при работах, рассчитанных на получение годографов, прежде всего пунктирных и кусочно-непрерывных. Условия идентификации волн в этих случаях не одинаковы из-за особенностей применяемых систем наблюдений и сводятся к следующему.

Если отвлечься от нестабильности условий в пунктах возбуждения и приема колебаний, то основными причинами изменения характеристик прослеживаемой волны вдоль профиля можно считать изменение строения изучаемой среды и непостоянство расстояний от источника до приемника. Из-за непостоянства расстояния возможны значительные изменения волновой картины: меняются условия отражения — преломления волн, на некоторых расстояниях волны интерферируют с другими колебаниями. При работах с получением протяженных годографов влияют оба названных фактора. Условия дискретной корреляции в методике точечных зондирований более благоприятны, так как наблюдения ведутся при мало меняющихся базах зондирований, выбираемых в относительно узкой области наиболее надежного выделения прослеживаемой волны. В связи с этим регистрируемое волновое поле более стабильно, его изменение вдоль профиля (или по площади) обусловлено в основном лишь особенностями строения среды.

Основой рассматриваемых приемов дискретной корреляции является предположение о существовании выдержанных, соизмеримых по протяженности с размерами исследуемого участка сейсмических границ, которым соответствуют устойчивые опорные волны. Со сгущением сети наблюдений появляется возможность прослеживать волны от менее протяженных границ и волны с более меняющимися характеристиками.

Требования к опорным волнам различны при разных системах наблюдений. Для работ точечными зондированиями достаточна устойчивость характеристик волн в относительно узком диапазоне удалений от источника. Характерной и часто используемой в методике зондирований ситуацией может служить регистрация отраженных волн в области углов, близких к критическому, где отражения нередко доминируют по интенсивности, хотя по ним не всегда удается построить достаточно протяженные годографы. При работах с получением годографов устойчивость характеристик должна соблюдаться на значительно более протяженных интервалах, расстояниях от источника.

Дискретная корреляция базируется на совместном использовании трех групп признаков: волновых, физических и геологических.

Группа волновых признаков включает в себя кинематические и динамические параметры волн, снимаемые с сейсмограмм: времена пробега, кажущиеся скорости, относительные интенсивности, видимые периоды и другие особенности колебаний. Рассматриваются соотношения этих параметров для различных волн с учетом закономерностей их изменения при удалении от источника. Для надежного определения волновых параметров, как правило, недостаточно иметь запись колебаний в одной точке. Нужна распределенная установка сейсмографов длиной не менее 0,5—1 км. В результате появляется возможность не рассматривать волны с мало протяженными осями синфазности, оценивать кажущиеся скорости и их соотношения для разных волн. Желательно вести трехкомпонентную регистрацию колебаний для контроля регулярности волн по их поляризационным характеристикам и привлечь для расшифровки глубинной структуры другие типы волн, в частности обменные.

Физические признаки основываются прежде всего на получаемых в результате интерпретации данных об эффективных, граничных и пластовых скоростях упругих волн. При правильном отождествлении волн найденные величины скоростей, их распределение по глубине и вдоль профиля (площади) не должны противоречить имеющимся или предполагаемым для исследуемого района закономерностям. Это требование не абсолютно. Наличие противоречий служит лишь поводом для повторного критического анализа корреляции. Большое значение имеет согласованность независимых определений скоростей по волнам разных типов, увязка с данными по другим физическим свойствам (плотности, электропроводности) в соответствии с существующими корреляционными зависимостями.

Геологические признаки (признаки разреза) охватывают особенности морфологии поверхностей, с которыми отождествляются сейсмические границы. Имеются в виду глубины залегания границ, углы их наклона, кризисы, мощности слоев, согласованность структурных планов на разных уровнях разреза, характерные для данного района особенности структурных форм и др. Основой этой группы признаков является знание геологии района, аналогии со сходными территориями.

Большую роль при дискретной корреляции имеют связи разных признаков. Используются региональные и локальные зависимости распределения физических свойств горных пород с особенностями геологических структур, зависимости волновых параметров от модели среды, характеризующей геологическими и физическими признаками.

Источником информации для обоснования признаков дискретной корреляции являются результаты детальных сейсмических работ, относящиеся как к изучению волнового поля, так и к закономерностям строения и свойствам земной коры и верхов мантии. Кроме закономерностей общего характера, как правило, приходится учитывать особенности конкретных районов. Поэтому, наряду с анализом материалов по другим территориям со сходной геологической обстановкой, обычно перед началом работ в новом районе проводятся специальные параметрические наблюдения методикой кусочно-непрерывного профилирования для выявления местных особенностей волнового поля.

В связи с широким использованием наряду с волновыми признаками данных о свойствах среды процесс дискретной корреляции не может рассматриваться как изолированный начальный этап интерпретации. Этот процесс продолжается на этапах определения упругих свойств среды и построения разрезов и структурных карт. Несогласования в получаемых результатах служат основанием для рассмотрения иных вариантов корреляции волн.

Остановимся на двух важных для дискретной корреляции волн особенностях методики рекогносцировочных исследований.

Первая особенность — совместное применение волн разных типов (отраженных, головных, рефрагированных). При использовании отдельных признаков корреляции и их взаимосвязей необходим учет соответствующих особенностей для разных волн. Вместе с тем появляются дополнительные возможности контроля корреляции по критерию непротиворечивости результатов, получаемых по волнам разных типов.

Вторая особенность — большая протяженность исследуемых сейсмических профилей и районов, захватывающих разнородные блоки земной коры с отличающимися сейсмологическими условиями и волновой картиной. Поэтому основное допущение о выдержанности сейсмических границ и соответствующих им волн нередко выполняется не для всей территории в целом, а лишь в пределах одного или нескольких сравнительно однородных блоков, поперечные размеры которых обычно не превосходят нескольких сотен километров. При переходе от одного блока к другому возможны резкие изменения глубин залегания сейсмических разделов, выклинивание отдельных слоев, прекращение прослеживания некоторых границ, изменения скоростей распространения упругих колебаний. Все это может приводить к различиям признаков дискретной корреляции и их взаимосвязей для отдельных блоков земной коры. Следовательно, необходим тщательный анализ получаемых сейсмических записей непосредственно в ходе полевых работ для внесения соответствующих корректив в методику наблюдений.

Особенности использования динамических характеристик волн

Эти характеристики, весьма чувствительные к свойствам среды, могут быть использованы для получения сведений о глубинном строении. Особо ценны сведения об особенностях среды, которые слабо проявлены в кинематических параметрах упругих волн, зарегистрированных на редкой сети малодетальных наблюдений.

Обычные способы использования динамических характеристик, как правило, не могут быть без изменений применены в методике точечных зондирований из-за специфики работ. Особенностью работ является частая смена пунктов возбуждения и регистрации колебаний, разобщенность приемных установок, что затрудняет контроль за изменением условий возбуждения и приема упругих волн. Поэтому нельзя получить сопоставимые данные об абсолютных значениях динамических характеристик колебаний на серии зондирований. Базы зондирований, рассчитанных на прослеживание определенной волны, сохраняются почти неизменными на значительных территориях, следовательно, отсутствуют необходимые материалы для исследования зависимостей динамических характеристик отдельных волн от расстояния до источника.

В подобных условиях для исключения влияния неучитываемых искажающих факторов в пунктах источника и приемника целесообразно использовать не абсолютные значения динамических параметров (амплитуд, частот), а отношение одноименных параметров двух волн, записанных на одной сейсмограмме. Распределение величины этого отношения по исследуемой территории получается для совокупности зондирований, базы которых меняются мало либо фиксированы. При этом можно совместно рассматривать волны, соответствующие разным границам, или волны разных типов от одной границы.

Целесообразно использовать следующий подход к оценке свойств среды по динамическим характеристикам колебаний. Вначале по данным о временах пробега волн строится модель среды. Как правило, некоторые ее параметры (величина градиента скорости в отдельных слоях, тонкая структура сейсмических границ) могут меняться в некоторых пределах без существенных изменений кинематики соответствующего волнового по-

ля. Решается прямая динамическая задача для полученной модели с варьированием указанных параметров. Путем сравнения рассчитанных и экспериментальных динамических характеристик оцениваются значения дополнительных параметров среды и одновременно контролируется надежность результатов, полученных по кинематическим характеристикам волн. Для повышения устойчивости результатов следует осреднять экспериментальные данные по совокупности зондирований с учетом блоковой структуры земной коры.

Способы определения свойств среды по динамическим характеристикам колебаний и практические приемы дискретной корреляции волн рассматриваются в гл. IV.

§ 4. ЗОНДИРОВАНИЯ ПРЕЛОМЛЕННЫМИ ВОЛНАМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭЛЕМЕНТОВ ГОДОГРАФОВ

Ниже рассматриваются основные особенности модификации зондирований преломленными волнами, развитой в работах [79, 80] и примененной для изучения поверхности фундамента на территории Тюменской области.

Модификация подразделяется на две группы: линейные (ЛЗ МПВ) и точечные (ТЗ МПВ) зондирования. Под ЛЗ МПВ понимаются такие зондирования, при которых наблюдения выполняются с помощью линейной установки определенной длины, а значение кажущейся скорости используется при интерпретации для расчета значений t_0 , глубин, граничных скоростей и т. д. Под ТЗ МПВ понимаются такие зондирования, при интерпретации которых используются только времена прихода преломленной волны, а значения кажущейся скорости, полученной на определенной базе, используются только для опознавания или идентификации волн.

Линейные и точечные наблюдения включают (рис. 23): 1) элементарное зондирование (А); 2) системы из двух элементарных зондирований (B_1, B_2, D_1, D_2, D_3); 3) системы зондирований с регистрацией времени во взаимной точке (B_1, B_2); 4) системы с расчетным взаимным временем (E_1, E_2).

Интерпретация данных по системам А, B_1, B_2 и Г сводится в конечном счете к трассированию годографов до пункта взрыва; полученные значения t_0 зависят от правильности выбранного для трассирования значения граничной или кажущейся скорости. Кроме того, по системе B_1 можно найти граничную скорость по элементу разностного годографа, а определенное значение взаимного времени (Т), полученное продлением годографов до пункта взрыва, дает возможность получить в пределах установки отрезок линии t_0 .

Несимметричную систему D_1 можно считать обобщением симметричного зондирования [89], а системы D_2 и D_3 — ее крайними частными случаями.

По системам B_1 и B_2 значение t_0 определяется из выражения, известного в КМПВ [20]:

$$t_0 = t_1 + t_2 - T, \quad \text{[(II.54)]}$$

Рис. 23. Схемы линейных и точечных зондирований методом преломленных волн.

т. е. в расчете t_0 не используются расстояния источник — приемник и значения граничных и кажущихся скоростей. Выражение для t_0 по системам E_1 и E_2 в конечном счете приводится к аналогичному виду. Отмеченные системы наблюдений позволяют также найти среднее значение граничной скорости.

Для указанных систем наблюдений справедлива теория временных полей (см. § 2 настоящей главы) и базирующиеся на ней способы интерпретации. Рассмотрим иной подход к решению обратной задачи по данным зондирования методом преломленных волн для модели двухслойной среды с плоской наклонной границей.

Элементарное зондирование. В системе координат x и t примем за начало координат точку O_1 (рис. 23, А). Расстояние до точки O_2 обозначим l , время прихода волны в эту точку t_H ; t_0 в точке O_1 — t_{01} , в точке O_2 — t_{02} . Выражение для времени t_H запишется в виде

$$t_H = t_{01} + \frac{l}{v} \sin(i \pm \varphi) \quad (\text{II.55})$$

или, исходя из принципа взаимности:

$$t_H = t_{02} + \frac{l}{v} \sin(i \pm \varphi). \quad (\text{II.55}')$$

Верхний знак у φ соответствует падению границы. Запишем координаты точек t_{01} и t_{02} :

$$t_{01}[0, t_H - \frac{l}{v} \sin(i \pm \varphi)],$$

$$t_{02}[l, t_H - \frac{l}{v} \sin(i \pm \varphi)].$$

Уравнение линии t_0 , проходящей через точки t_{01} и t_{02} , будет иметь вид

$$t_0 = \frac{x}{l} (t_{02} - t_{01}) + t_{01}.$$

С учетом уравнений (II.55) получим

$$t_0 = t_H - \frac{l}{v} \sin(i \pm \varphi) \pm \frac{2x}{v} \cos i \cdot \sin \varphi. \quad (\text{II.56})$$

При известном значении граничной скорости v_r найдем t_0 , выражающееся следующим образом:

$$t'_0 = t_H - \frac{l}{v_r}. \quad (\text{II.57})$$

Решая совместно два последних уравнения, находим, что t'_0 равно значению в точке, имеющей абсциссу:

$$x = \frac{l}{2} \left(1 \mp \operatorname{tg} i \cdot \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2} \right).$$

Таким образом, в точке с абсциссой $\frac{l}{2} \left(1 \mp \operatorname{tg} i \cdot \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2} \right)$ значение t_0 равно величине $t_H - \frac{l}{v_r}$.

При использовании одноточечной системы наблюдений (система А) для определения t_0 необходимо знать значение граничной скорости v_r , которое может быть получено при зондированиях по более полным системам наблюдений, по данным профилей КМПВ.

Выражение для относительной ошибки в t_0 за счет ошибки в граничной скорости имеет вид

$$\frac{m_{t_0}}{t_0} = \pm \frac{l_m v_r}{v_r (t_H v_r - l)}.$$

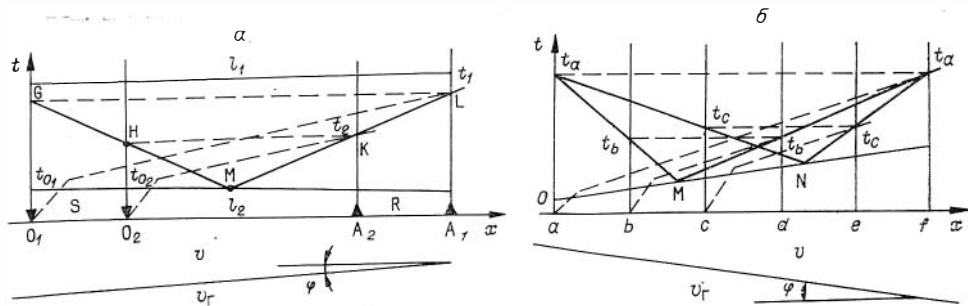


Рис. 24. К выводу расчетных формул для зондирований методом преломленных волн в случаях:
 а — двух источников, б — трех источников.

Если известно, что угол наклона φ мал, то $\operatorname{tg} i \cdot \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2} \simeq 0$ и для абсциссы точки отсчета глубины мы получим приближенную формулу $x \simeq \frac{l}{2}$. Допущенная при применении этой формулы относительная погрешность выражается величиной

$$\frac{m_x}{x} = - \frac{\operatorname{tg} i \cdot \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2}}{1 - \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2}}.$$

Системы точечных зондирований. Сохраняя принятые допущения, рассмотрим систему наблюдений с двумя пунктами взрыва O_1 и O_2 и двумя точками приема A_1 и A_2 , имеющих соответственно значения наблюдаемых времен t_1 и t_2 (рис. 24, а). Согласно принципу взаимности, времена t_1 и t_2 могут быть перенесены в точки O_1 и O_2 . Таким образом, если начало координат поместить в точку O_1 , то в системе координат x, t будем иметь четыре точки (К, L, G, Н) с координатами:

$$\begin{aligned} &K(S + l_2, t_2), G(0, t_1), \\ &L(l_1, t_1), H(S, t_2). \end{aligned}$$

Уравнение прямой, проходящей через точки К и L, имеет вид

$$\frac{x - (S + l_2)}{l_1 - (x_1 + l_2)} = \frac{t - t_2}{t_1 - t_2}. \quad (\text{II.58})$$

Прямая, проходящая через точки G и H, описывается уравнением

$$\frac{x}{S} = \frac{t - t_1}{t_2 - t_1}. \quad (\text{II.59})$$

Для времен t_1 и t_2 можно составить следующие уравнения:

$$\left. \begin{aligned} t_1 &= t_{01} + \frac{l_1}{v} \sin(i - \varphi), \\ t_2 &= t_{02} + \frac{l_2}{v} \sin(i - \varphi). \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.60})$$

Здесь t_{01} и t_{02} — значения t_0 на пунктах взрыва O_1 и O_2 . Уравнение линии t_0 , проходящей через t_{01} и t_{02} , запишется следующим образом:

$$\frac{x}{S} = \frac{t - t_{01}}{t_{02} - t_{01}}.$$

С учетом уравнений (II.60) имеем

$$\frac{x}{S} = \frac{t - t_1 + \frac{l_1}{v} \sin(i - \varphi)}{t_2 - \frac{l_2}{v} \sin(i - \varphi) - t_1 + \frac{l_1}{v} \sin(i - \varphi)}. \quad (\text{II.61})$$

Решая совместно уравнения (II.58), (II.59) и (II.61), находим, что все три линии пересекаются в одной точке M , координаты которой

$$\left. \begin{aligned} x_M &= \frac{l_1}{1 + \frac{R}{S}}, \\ t_M &= \frac{t_2 l_1 - t_1 l_2}{l_1 - l_2}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.62})$$

Таким образом, при системах наблюдений такого типа (Д на рис. 23) можно найти значение t_0 и абсциссу x_{t_0} , к которой относится это t_0 . Заметим, что в таком случае t_0 и x_{t_0} не зависят от величины граничной скорости и угла наклона границы φ . Найдем теперь величину граничной скорости. Вычитая одно уравнение (II.60) из другого, получим в результате несложных алгебраических преобразований:

$$v_{\Gamma} = \frac{(t_1 - t_2)(R + S) \cos \varphi}{(t_1 - t_2)^2 - \frac{(R - S)^2 \sin^2 \varphi}{v^2}} \times \left\{ 1 \mp \sqrt{1 + \frac{[(R - S)^2 \sin^2 \varphi + (R + S)^2 \cos^2 \varphi] \left[\frac{(R - S)^2 \sin^2 \varphi}{v^2} - (t_1 - t_2)^2 \right]}{(t_1 - t_2)^2 (R + S)^2 \cos^2 \varphi}} \right\}. \quad (\text{II.63})$$

Приведем без промежуточных выкладок выражения для определения величин t_0 и V_{Γ} в случае системы элементарных зондирований, состоящей из трех пунктов взрыва и трех точек приема (рис. 24, б).

Поступая аналогично предыдущему, найдем уравнение линии t_0 в виде

$$t_0 = t_a + \frac{x \left[(t_a - t_b)(t_a - t_c) \frac{af - bd}{af - ce} \right] + \frac{af}{af - ce} [ab(t_a - t_c) - ac(t_a - t_b)]}{\frac{af - bd}{af - ce} ac - ab}. \quad (\text{II.64})$$

Окончательная формула для граничной скорости имеет вид

$$v_{\Gamma} = \frac{(af - bd) \cos \varphi}{t_a - t_b - \frac{[(af - bd - 2ab)t_a(bd - ce) - t_b(af - ce) + t_c(af - bd)]}{2ac(af - bd) - 2ab(af - ce)}}. \quad (\text{II.65})$$

Рассмотренная система зондирований допускает получение других более простых систем вида Д₁, Д₂, Д₃, В₁, В₂, Е₁, Е₂ и т. д. (см. рис. 23).

Наибольший интерес представляет трехточечная система с последовательным совмещением точек наблюдений с пунктами взрывов (см. рис. 23, В₁), являющаяся частным случаем рассмотренной выше общей трехточечной системы. В этом случае время t_0 определяется по формуле (II.54), а для граничной скорости справедливо выражение

$$v_{\Gamma} = \frac{2l_1 l_2 \cos \varphi}{l_1(T - t_0) + l_2(T - t_2)}. \quad (\text{II.65}')$$

При малых наклонах границы допустимо считать $\cos \varphi = 1$.

ТЕЛЕУПРАВЛЯЕМАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ
АППАРАТУРА «ТАЙГА»

§ 1. ФУНКЦИОНАЛЬНАЯ СХЕМА АППАРАТУРЫ

Структурная схема аппаратуры приведена на рис. 25. Один комплект аппаратуры включает произвольное количество переносных телеуправляемых шестиканальных магнитных регистраторов с рулонными лентопротяжными механизмами, один диспетчерский пункт для формирования сигналов телеуправления и временной маркировки, а также базовый узел воспроизведения, на котором осуществляется воспроизведение магнитограмм, фильтрация сейсмических сигналов и регистрация сейсмограмм на фотоносителе. При сейсмических исследованиях эти элементы функционируют следующим образом.

Диспетчерский пункт, состоящий из шифратора команд и мощного радиопередатчика, устанавливают в пункте взрыва. К шифратору команд подключают моментную петлю.

Сейсмические регистраторы любым видом транспорта размещают в намеченных пунктах наблюдений, количество которых ограничивается только числом имеющихся в распоряжении сейсмической партии регистраторов. В точке наблюдений к регистратору подключают две трехканальные сейсмические косы с группами сейсоприемников и антенну радиоприемника. Затем регистратор включают в дежурный режим, когда электропитание подается только на радиоприемник и специальный дешифратор команд телеуправления, и оставляют в точке наблюдений без надзора.

В дежурном режиме регистратор будет находиться до того момента, когда радиопередатчик диспетчерского пункта начнет излучать специальный сигнал, формируемый шифратором.

Диспетчерский пункт включают в режим передачи тогда, когда установлены все регистраторы и подготовлен к взрыву заряд.

Сигнал телеуправления, формируемый шифратором, одновременно является кодированным сигналом марок времени.

Излучаемый с диспетчерского пункта сигнал принимается радиоприемниками всех регистраторов и поступает на вход дешифраторов. На одном из выходов каждого дешифратора стоит исполнительное реле, другой его выход связан со входом схемы записи сигналов марок времени на магнитную ленту. Исполнительное реле включает питание лентопротяжного механизма регистратора, усилителей сейсмических сигналов, модуляторов и схемы записи марок времени, т. е. включает регистратор в режим записи. По окончании переходных процессов после включения питания регистраторы готовы к приему сейсмических сигналов.

Через 30—40 с после включения диспетчерского пункта производят взрыв заряда, который возбуждает сейсмические волны и одновременно разрывает моментную петлю, подключенную к шифратору. Разрыв моментной петли скачком меняет структуру сигналов марок времени, фиксируя момент взрыва. В дальнейшем структура сигнала марок времени через калиброванный интервал после момента взрыва возвращается к первоначальной.

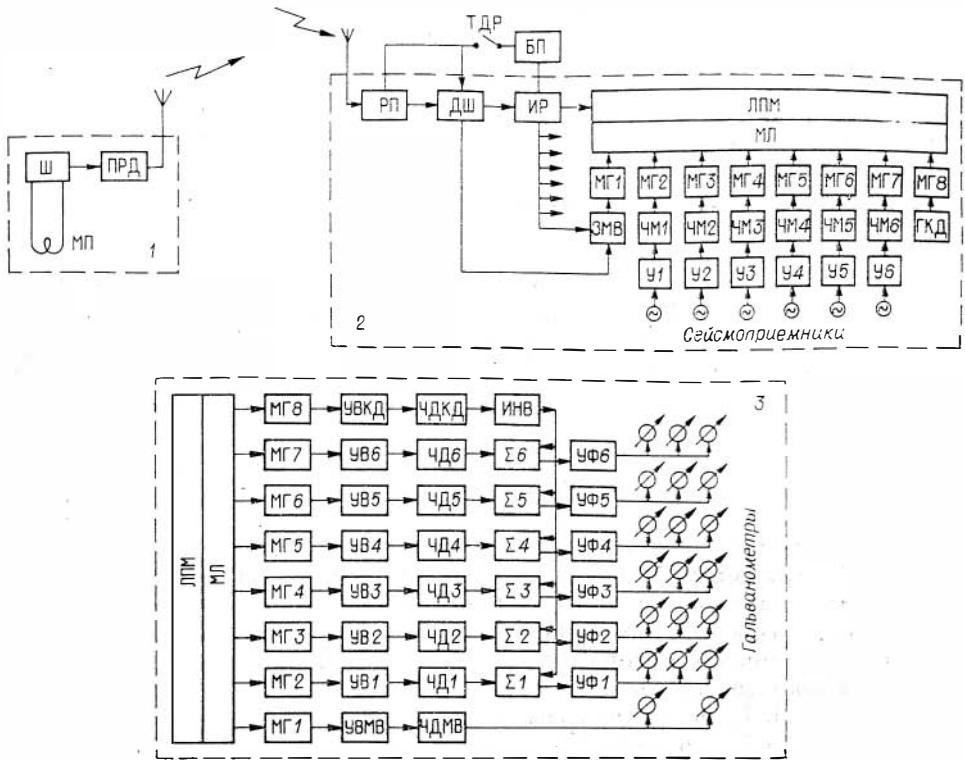


Рис. 25. Структурная схема аппаратуры «Тайга».

1 — диспетчерский пункт: МП — моментная петля; Ш — шифратор; ПРД — радиопередатчик. 2 — сейсмический регистратор: РП — радиоприемник; ДШ — дешифратор; ИР — исполнительное реле; БП — блок питания регистратора; ТДР — тумблер дежурного режима; ЛПМ — лентопротяжный механизм; МЛ — магнитная лента; МГ1 — МГ8 — блок магнитных головок; ЗМВ — схема записи марок времени; ЧМ1 — ЧМ6 — частотные модуляторы сейсмических каналов; У1 — У6 — усилители сейсмических сигналов; ГКД — генератор канала компенсации детонации. 3 — узел воспроизведения: ЛПМ — лентопротяжный механизм; МЛ — магнитная лента; МГ1 — МГ8 — блок магнитных головок; УВМВ, УВКД, УВ1 — УВ6 — усилители воспроизведения и ЧДМВ, ЧДКД, ЧД1 — ЧД6 — частотные демодуляторы каналов марок времени, компенсации детонации и сейсмических каналов соответственно; ИНВ — инвертор канала компенсации детонации; Σ1 — Σ6 — сумматоры; УФ1 — УФ6 — низкочастотные усилители-фильтры.

чальной и впоследствии меняется с заданным с высокой точностью периодом. Детально этот процесс будет рассмотрен ниже.

Все процессы, происходящие в шифраторе, по радиоканалу передаются регистраторам и через схему записи марок времени записываются на магнитной ленте одновременно с сейсмическими сигналами.

Дешифраторы регистраторов устроены таким образом, что исполнительное реле остается включенным в течение всего отрезка времени, пока на выходе радиоприемника существуют сигналы, издаваемые с диспетчерского пункта, независимо от изменений в их структуре.

По истечении определенного времени после взрыва, достаточного для пробега сейсмических волн от пункта взрыва до наиболее удаленного пункта наблюдений, диспетчерский пункт выключают. В результате этого все регистраторы автоматически возвращаются в дежурный режим и остаются в этом режиме до тех пор, пока не потребуются зарегистрировать сейсмосигналы от следующего взрыва. После отработки одного участка профиля или площади регистраторы собирают и устанавливают в новых точках наблюдений, а магнитные ленты с зарегистрированными магнитограммами воспроизводят на базовом узле воспроизведения и обрабатывают.

На случай, когда нет возможности фиксировать момент взрыва с помощью моментной петли, в шифраторе предусмотрен специальный режим.

В этом случае шифратором вырабатывается циклический код с периодом неоднозначности, сравнимым с максимальным временем пробега сейсмических волн, а момент взрыва определяется по записям регистратора, устанавливаемого в непосредственной близости к пункту взрыва.

В процессе разработки аппаратуры «Тайга» необходимо было решить две главные задачи:

1) разработать высокоэкономичный тракт магнитной записи сейсмических сигналов на магнитную ленту, отвечающий требованиям, изложенным в гл. I § 3;

2) разработать высокопомехоустойчивую систему радиотелеуправления, специально предназначенную для управления работой рассредоточенных сейсмических регистраторов и одновременно обеспечивающую временную увязку получаемой информации и момента взрыва.

§ 2. ТРАКТ МАГНИТНОЙ ЗАПИСИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

С точки зрения таких характеристик регистрирующей аппаратуры, как габариты, масса и энергопотребление, немаловажное значение имеет правильный выбор структуры тракта магнитной записи сейсмических сигналов. В сейсмической аппаратуре наибольшее распространение получила прямая запись с высокочастотным подмагничиванием, несколько менее широко использовалась запись с частотной и широтно-импульсной модуляцией [122]. В последние годы все более интенсивно в зарубежной и отечественной сейсморегирующей аппаратуре начинают применяться кодово-импульсные или цифровые способы записи, которые превосходят аналоговую запись по точности регистрации сигналов на магнитную ленту, но требуют существенно более высокой скорости протяжки магнитной ленты и значительно более сложной электроники для преобразования аналоговых сигналов в цифровую форму. Это приводит к тому, что цифровые регистрирующие системы с точки зрения экономичности существенно уступают аналоговым и значительно сложнее последних. Поэтому при разработке автономной, высокоэкономичной и малогабаритной аппаратуры применение цифровых систем регистраций нецелесообразно.

Анализ аналоговых систем регистрации сейсмических сигналов показывает, что прямая запись с высокочастотным подмагничиванием наименее широкополосна и требует минимальной скорости протяжки магнитной ленты. Поэтому этот вид записи главным образом используется в автономной сейсмологической аппаратуре с непрерывной протяжкой магнитной ленты, как это имеет место в упоминавшейся выше аппаратуре «Черепаша» и «Земля». Однако динамический диапазон регистрации при таком способе записи не превышает 40 дБ, что является основным ее недостатком. Кроме того, для обеспечения такого диапазона регистрации требуется использовать широкие записывающие и воспроизводящие магнитные головки, хорошо экранированные друг от друга. Поэтому в аппаратуре «Черепаша», например, для параллельной записи информации по 8 каналам, из которых только 6 используются для записи сейсмической информации, ширина магнитной ленты равна 25,4 мм. Это автоматически усложняет лентопротяжный механизм и увеличивает его габариты и массу.

Частотная и широтно-импульсная модуляции с точки зрения широкополосности и, следовательно, требований к скорости протяжки магнитной ленты приблизительно равноценны [29].

ЧМ-запись предпочтительнее главным образом тем, что она не требует применения широких магнитных головок и хорошего экранирования их между собой в блоке. В отличие от прямой записи с подмагничиванием при ЧМ-записи оказывается возможным 8—9 параллельно регистрируемых каналов разместить на магнитной ленте шириной 12,7 мм, используя стан-

дартные блоки магнитных головок, предназначенные для импульсных способов записи.

Известно, что основным источником помех, ограничивающих динамический диапазон регистраторов с ЧМ-записью, является непостоянство скорости протяжки магнитной ленты относительно записывающих и воспроизводящих магнитных головок [3, 29].

Поэтому для регистраторов с ЧМ-записью необходимо либо конструировать прецизионные лентопротяжные механизмы с очень малой величиной нестабильности скорости протяжки ленты, либо использовать действенные способы борьбы с этим эффектом, обычно называемым детонацией лентопротяжных механизмов. Такие способы известны и описаны, в частности, в работах [3, 29].

При создании переносной автономной аппаратуры первый путь неприемлем, т. е. высокостабильные лентопротяжные механизмы невозможно сделать достаточно экономичными и простыми. Поэтому целесообразно рассмотреть следующие вопросы: какой уровень детонации допустим при регистрации сейсмических сигналов, как детонация влияет на точность регистрации, от чего зависит эффективность борьбы с ней, каково предельно достижимое значение динамического диапазона.

С точки зрения применения ЧМ-записи сейсмических сигналов при разработке аппаратуры «Тайга» был проведен теоретический анализ с целью ответить на эти вопросы. Результаты анализа были использованы в процессе конструирования аппаратуры.

В работах [2, 29] было показано, что детонация лентопротяжных механизмов приводит к возникновению двух видов помех, одна из которых перемножается с полезным сигналом (мультипликативная составляющая помехи), другая — суммируется с сигналом (аддитивная составляющая помехи). Первый вид помехи приводит к паразитной модуляции полезного сигнала, т. е. к его нелинейным искажениям, второй вид помехи ограничивает динамический диапазон регистрации, так как эта помеха существует на выходе тракта воспроизведения даже при отсутствии полезного сигнала.

Глубина паразитной амплитудной модуляции полезного сигнала определяется суммой коэффициентов детонации записывающего и воспроизводящего лентопротяжных механизмов *.

Если допустить, как это предусмотрено стандартом на аналоговую сейсмическую аппаратуру, 3-процентные нелинейные искажения полезного сигнала, то в аппаратуре возможно использование записывающих лентопротяжных механизмов с коэффициентом детонации 2—2,5%, а воспроизводящего механизма — 0,5—1%, поскольку он полустационарный и один на большую партию регистраторов.

Таким образом, с точки зрения допустимого уровня мультипликативных помех в регистраторах сейсмической аппаратуры оказывается возможным использование очень простых лентопротяжных механизмов. Но при этом, если суммарный коэффициент детонации записывающего и воспроизводящего лентопротяжных механизмов будет составлять 3%, то при коэффициенте частотной модуляции 0,6—0,7 уровень аддитивных помех детонации будет около —30 дБ от максимального сигнала, т. е. динамический диапазон регистрирующего тракта не будет превышать 30 дБ, что явно недостаточно.

Анализ известного способа подавления аддитивной составляющей детонационной помехи с помощью записи на магнитную ленту сигнала опорной частоты одновременно с частотно-модулированными сигналами показал, что аддитивная помеха может при определенных условиях подавляться полностью, и, следовательно, динамический диапазон реги-

* Коэффициент детонации — отношение величины максимального отклонения мгновенной скорости ЛПМ к его средней скорости $m = \frac{\Delta v}{v_{cp}}$.

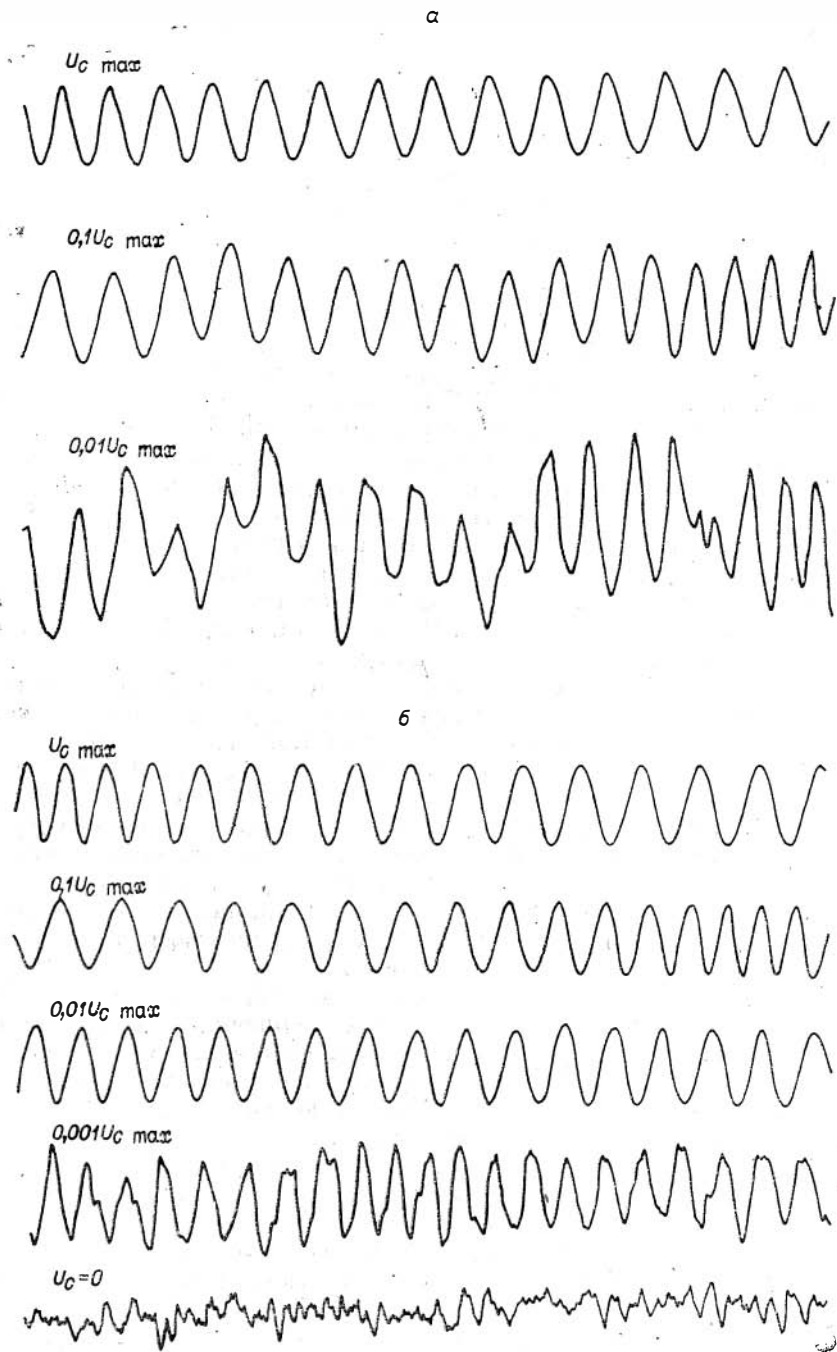


Рис. 26. Осциллограммы, характеризующие качество работы тракта магнитной записи и воспроизведения.
 Частота записанного сигнала 20 Гц. $U_c \text{ max}$ — максимальный сигнал, записанный регистратором с коэффициентом модуляции 0,75. Осциллограммы сигналов, воспроизведенных без компенсации детонации (а) и с компенсацией детонации (б).

стратора в этом случае становится по отношению к этому виду помех бесконечным. Конечно, в реальной системе он будет ограничиваться помехами какой-то иной природы. Этот вопрос мы обсудим ниже.

В процессе разработки аппаратуры «Тайга» было теоретически и экспериментально показано, что степень подавления аддитивной детонационной

помехи существенным образом зависит от структуры устройства, осуществляющего подавление этой помехи, и стабильности несущих частот используемых частотных модуляторов.

Принятие специальных мер по стабилизации этого параметра электронных схем аппаратуры и разработка соответствующей схемы устройства подавления аддитивных детонационных помех позволили расширить динамический диапазон сейсмических регистраторов до 60 дБ и более (см. рис. 26).

Структурная схема устройства подавления аддитивных детонационных помех, применяемая в аппаратуре «Тайга», отличается от известных из литературы [2, 29 и др.] тем, что вычитание детонационной помехи из сигнала, воспроизводимого в сейсмических каналах, делается до операции фильтрации, т. е. до выделения низкочастотной составляющей. Тем самым исключается влияние нестабильности фазовых характеристик фильтров на качество подавления помех.

В частотных демодуляторах ЧД1—ЧД6 и ЧДКД (см. рис. 25, 3) применены одновибраторы, вырабатывающие последовательность прямоугольных импульсов постоянной амплитуды и длительности. В сейсмических каналах частота следования этих импульсов на выходе ЧД1—ЧД6 модулирована сейсмическим сигналом и помехой, а в канале компенсации детонации на выходе ЧДКД частота следования прямоугольных импульсов модулирована только детонационной помехой, так как в каждом сейсморегистраторе магнитной головкой МГ8 на магнитную ленту записываются сигналы опорной частоты от стабилизированных генераторов ГКД (см. рис. 25, 2). Включение импульсного инвертора ИНВ на выходе ЧДКД в узле воспроизведения позволяет повернуть фазу детонационной помехи в канале компенсации на 180° относительно детонационных помех в сейсмических каналах. Подавление аддитивных детонационных помех осуществляется последующим суммированием двух последовательностей прямоугольных импульсов с выходов соответствующих частотных демодуляторов и с выхода инвертора ИНВ в сумматорах $\Sigma 1$ — $\Sigma 6$. Благодаря этому нестабильность фазовых характеристик низкочастотных усилителей-фильтров УФ1—УФ6, которые выделяют сейсмические сигналы в соответствующих каналах, не оказывает влияния на качество подавления детонационных помех.

На рис. 26 приведены осциллограммы, демонстрирующие качество тракта магнитной записи сейсмических сигналов аппаратуры «Тайга».

Сейсморегирующая аппаратура с динамическим диапазоном регистрации 60 дБ при использовании простых и высокоэкономичных лентопротяжных механизмов была создана в СССР впервые. Кроме того, теоретически и экспериментально было показано, что динамический диапазон несколько более 60 дБ является предельно достижимым, так как далее он ограничивается эффектом паразитной амплитудной модуляции воспроизводимых с магнитной ленты импульсных сигналов.

На основании проведенных исследований были разработаны рулонные лентопротяжные механизмы для сейсмических регистраторов аппаратуры «Тайга» с приводом от высокоэкономичных двигателей постоянного тока с коэффициентом детонации не более 2%, позволяющие параллельно регистрировать информацию от шести сейсмических каналов и двух вспомогательных на ленте шириной 12,7 мм. Запас магнитной ленты на кассетах при скорости протяжки 9,5 см/с обеспечивает последовательную регистрацию более 10 взрывов при 3—4-минутной записи каждого взрыва.

§ 3. СИСТЕМА РАДИОТЕЛЕУПРАВЛЕНИЯ

Система радиотелеуправления аппаратуры «Тайга» предназначена для осуществления следующих операций: 1) включения регистраторов в режим записи; 2) формирования и регистрации сигналов крупной и мелкой

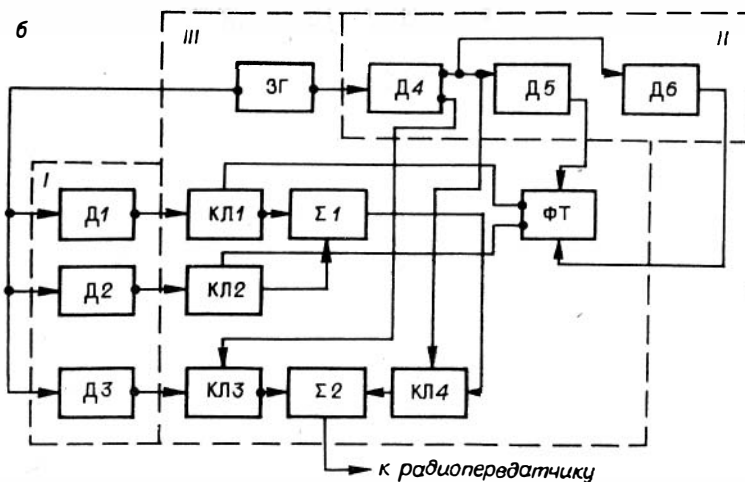
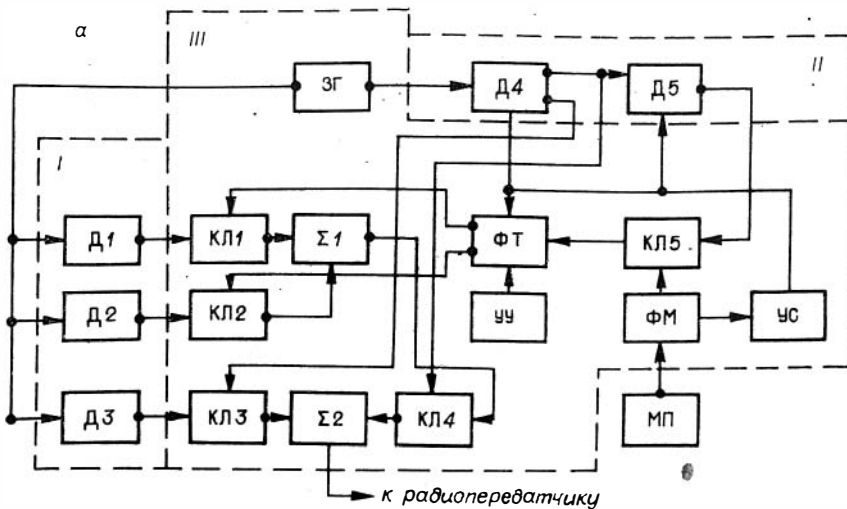


Рис. 27. Блок-схема шифратора: а — при работе с отметкой момента взрыва; б — при регистрации «неуправляемых взрывов».

ЗГ — задающий генератор; Д1 — Д6 — делители частоты; КЛ1—КЛ5 — ключи; Σ1, Σ2 — сумматоры; ФТ — формирующий триггер; УУ — устройство установки; УС — устройство сброса; ФМ — схема формирования импульса момента взрыва; МП — моментная петля.

шкалы марок времени; 3) передачи сигнала отметки взрыва всем регистраторам; 4) выключения регистраторов из режима записи и перевод его в дежурный режим.

Как следует из изложенного выше, система телеуправления аппаратуры построена так, что регистраторы включаются сигналами марок времени, а выключаются автоматически, после прекращения передачи кодированных сигналов марок времени с диспетчерского пункта. Это существенно упростило систему телеуправления в целом и дешифратор регистратора в особенности, что чрезвычайно важно, так как его экономичность определяет потребление электропитания в дежурном режиме.

Шифратор системы телеуправления формирует сигналы марок времени, структура которых позволяет осуществлять надежную временную увязку информации, регистрируемой всеми сейсморегистраторами, причем начало отсчета шкалы марок времени совпадает с моментом взрыва. Это дает возможность многократно в течение одного сеанса передавать сигнал

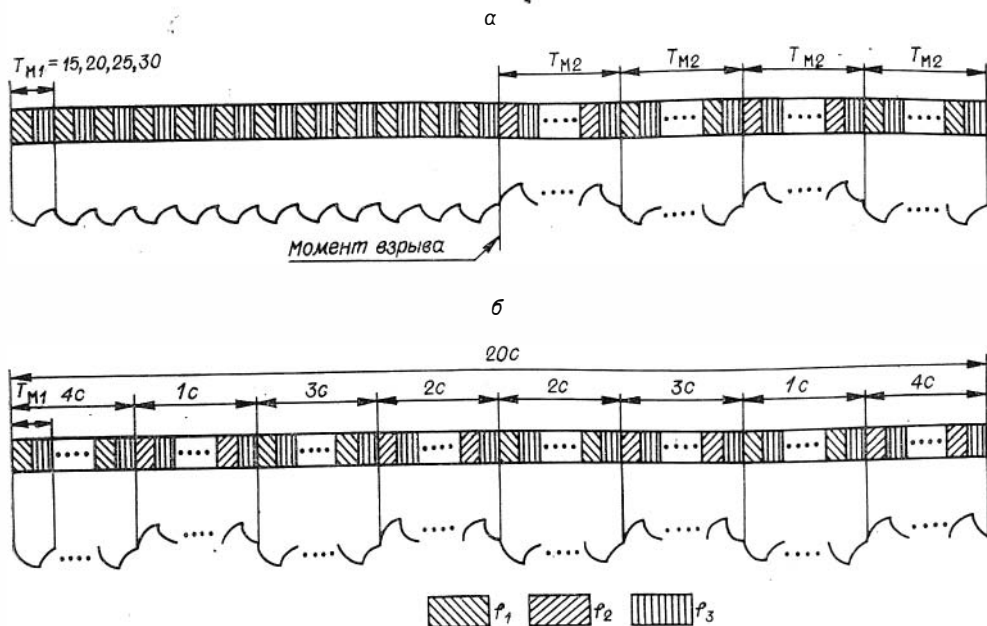


Рис. 28. Структура сигналов марок времени на входе радиопередатчика и форма записи марок времени на сейсмограмме.
 а — при работе с отметкой момента взрыва; б — при регистрации «неуправляемых взрывов».

отметки момента взрыва через калиброванные интервалы времени. Блок-схема шифратора и структура марок времени приведена на рис. 27, 28. Шифратор состоит из трех основных блоков: блока формирования поднесущих частот — I, формирования маркирующих частот — II и формирования структуры марок времени — III.

Стабилизированный кварцем задающий генератор шифратора генерирует сигнал достаточно высокой частоты, который подается одновременно на делители Д1, Д2, Д3, вырабатывающие сигналы поднесущих частот f_1, f_2, f_3 , и делители Д4, Д5, формирующие сигналы маркирующих частот. Поднесущие частоты f_1, f_2, f_3 располагаются в полосе радиотелефонного канала 0,3—3,0 кГц. Периоды колебаний маркирующих частот T_{M1} и T_{M2} имеют значения из следующего ряда: $T_{M1} = 30$ мс, 25 мс, 20 мс, 15 мс и $T_{M2} = 1,5$ с, 1 с, 0,75 с. Каждый комплект аппаратуры имеет свою комбинацию значений поднесущих и маркирующих частот. Значения эти устанавливаются сменой коэффициентов деления Д1, Д2, Д3, Д4, Д5.

Формирование сигналов марок времени осуществляется блоком III следующим образом. В момент включения питания шифратора устройством установки (УУ) формирующий триггер (ФТ) приводится в такое положение, что ключ КЛ1 замкнут, а ключ КЛ2 разомкнут. При замкнутой моментной петле (МП) схемой формирования импульса момента взрыва (ФМ) КЛ5 удерживается в разомкнутом состоянии. При этом сигнал поднесущей частоты f_1 через КЛ1 и сумматор $\Sigma 1$ поступает на вход КЛ4, а сигнал поднесущей частоты f_3 подается на вход КЛ3. Ключи КЛ3 и КЛ4 поочередно замыкаются и размыкаются сигналами, поступающими с противоположных плеч выходного триггера делителя частоты Д4, тем самым производя манипуляцию поднесущих частот f_1 и f_3 на входе сумматора $\Sigma 2$, выход которого связан со входом радиопередатчика. Таким образом, до момента взрыва в эфир излучается частотно-манипулированный сигнал. Частота манипуляции поднесущих частот f_1 и f_3 равна маркирующей частоте f_{M1} , которая определяет цену деления мелкой шкалы марок времени. Сформированным сигналом регистраторы включаются в режим записи.

В момент взрыва заряда моментная петля МП разрывается и меняется состояние схемы ФМ, которая через УС устанавливает Д4 и Д5 в исходное состояние, меняя состояние формирующего триггера ФТ так, что КЛ1 замыкается, а КЛ2 замыкается. Одновременно схема ФМ замыкает КЛ5. В результате с момента взрыва прекращается подача сигнала поднесущей частоты f_1 и через КЛ2 и сумматор $\Sigma 1$ на вход КЛ4 начинает поступать сигнал поднесущей частоты f_2 . Теперь сигнал маркирующей частоты f_{M1} будет производить манипуляцию поднесущих частот f_2 и f_3 на входе $\Sigma 2$ с помощью КЛ3 и КЛ4. Состояние формирующего триггера ФТ не изменится, пока на его счетный вход через КЛ5 не поступит первый импульс с выхода Д5, который формирует сигнал второй маркирующей частоты f_{M2} , задающий крупные деления временной шкалы. Далее ФТ работает в счетном режиме, манипулируя на входе $\Sigma 1$ с помощью КЛ1 и КЛ2 поднесущие частоты f_1 и f_2 в соответствии с крупными делениями временной шкалы. Сброс Д4 и Д5 в исходное состояние в момент взрыва автоматически вызывает начало отсчета временной шкалы к моменту взрыва. Это не только создает определенные удобства при обработке сейсмограмм, но и повышает помехоустойчивость передачи отметки момента взрыва, так как она повторяется через калиброванные интервалы в соответствии с крупными делениями шкалы времени. Коэффициенты деления Д4 и Д5 выбираются так, чтобы в одном периоде частоты f_{M2} укладывалось целое число периодов частоты f_{M1} .

Если зафиксировать момент взрыва с помощью моментной петли невозможно, используется структура шифратора, показанная на рис. 27, б. В этом случае крупные деления шкалы времени по-прежнему задаются манипуляцией поднесущих частот f_1 и f_2 с помощью формирующего триггера ФТ, который работает здесь в режиме раздельного запуска с выходов делителей Д5 и Д6, задающих частоты f_{M2} и f_{M3} . Если выбрать $f_{M2} = 1/5$ Гц, а $f_{M3} = 1/4$ Гц, то формирующий триггер ФТ будет формировать код крупных делений марок времени с периодом повторения 20 с, как это показано на рис. 28, б. Такой код позволяет производить однозначную временную увязку сейсмограмм при любых видах региональных сейсмических работ.

Таким образом, в шифраторе системы телеуправления аппаратуры «Тайга» манипуляцией всего трех поднесущих частот можно передавать в пункты наблюдений сейсмическим регистраторам сигналы отметки момента взрыва, сигналы крупных и мелких делений шкалы марок времени и управлять работой регистратора.

Дешифратор системы телеуправления аппаратуры «Тайга» предназначен для выделения на фоне различного рода помех сигналов, излучаемых с диспетчерского пункта, включения регистратора в режим записи, приведения сигналов марок времени к первоначальному виду для записи на магнитную ленту вместе с сейсмическими сигналами. Блок-схема дешифратора вместе со схемой записи сигналов марок времени приведена на рис. 29.

Выделение сигналов, излучаемых с диспетчерского пункта, происходит следующим образом. С выхода радиоприемника РП сигнал подается на входы трех параллельно включенных фильтров поднесущих частот (Ф1, Ф2 и Ф3), которые улучшают отношение сигнал — шум, так как полоса пропускания фильтров (Ф1, Ф2 и Ф3) составляет на уровне —3 дБ всего 300—400 Гц. Далее сигнал жестко ограничивается по амплитуде ограничителем ОГР и подается одновременно на вход трех таких же фильтров поднесущих частот.

Выходы Ф1 и Ф2 подключены к детектору Д1, выход Ф3 — к Д2. Детектор Д1 пропускает положительную полуволну сигнала поднесущих частот f_1 и f_2 , Д2 — отрицательную полуволну сигнала поднесущей частоты f_3 , выполняя функцию инвертора. После суммирования продетектированных сигналов в сумматоре Σ сигнал подается на вход фильтра ФМ₁,

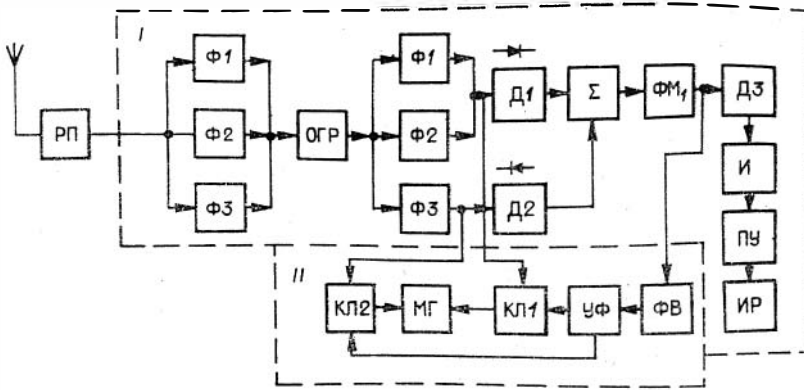


Рис. 29. Блок-схема дешифратора и схема записи марок времени.

РП — радиоприемник; Д1, Д2, Д3 — амплитудные детекторы; Ф1, Ф2, Ф3, ФМ1 — фильтры поднесущих и маркирующей частот; ОГР — амплитудный ограничитель; Σ — сумматор; И — интегратор; ПУ — пороговое устройство; ИР — исполнительное реле; ФВ — фазовращатель; КЛ1 и КЛ2 — ключи; МГ — магнитная головка; УФ — устройство формирования; I — дешифратор; II — схема записи марок времени.

настроенного на выделение маркирующей частоты $f_{м1}$. Полоса пропускания фильтра ФМ1 очень мала (1–2 Гц), поэтому на выходе его выделяется синусоидальный сигнал маркирующей частоты, который детектируется детектором Д3 и подается на вход интегратора. При появлении сигнала на входе интегратора напряжение на его выходе медленно нарастает, достигая порога срабатывания порогового устройства ПУ через 10–15 с, которое включает исполнительное реле ИР, и последнее, в свою очередь, включает регистратор в режим записи.

Выделенный сигнал маркирующей частоты в тракте дешифратора оказывается сдвинутым по фазе относительно входного сигнала, поэтому фазовращателем ФВ фаза этого сигнала сдвигается так, чтобы фронты импульсов прямоугольной формы маркирующей частоты, формируемых устройством формирования УФ, совпали с моментами переключения маркирующих частот на входе дешифратора. Ключи КЛ1 и КЛ2 поочередно замыкаются и размыкаются, подавая на вход магнитной головки МГ сигналы поднесущих частот f_1 , f_2 или f_3 с выхода соответствующих фильтров.

Таким образом, форма тока в магнитной головке в точности соответствует форме сигнала, излучаемого диспетчерским пунктом. Последовательность описанных фильтров реализует оптимальный алгоритм выделения сигналов известной формы на фоне случайных помех в той мере, в какой это возможно осуществить при помощи R, L, C-цепей без значительного усложнения полевой аппаратуры.

На рис. 30 приведена экспериментальная кривая, характеризующая помехоустойчивость дешифратора. По оси ординат откладывается амплитуда напряжения на выходе фильтра маркирующей частоты ФМ1, по оси абсцисс — отношение эффективного напряжения сигнала к эффективному напряжению флуктуационных помех на входе дешифратора.

Как видно, амплитуда сигнала на выходе ФМ1 слабо зависит от отношения сигнал — шум на входе дешифратора до значений $U_c/U_{ш} = 0,4$ и падает до уровня 0,7 своего максимального значения при $U_c/U_{ш} = 0,33$. Тонкой линией на уровне 0,4 В обозначена определенная экспериментально амплитуда помех на выходе ФМ1 при воздействии на вход дешифратора флуктуационных помех. Штрих-пунктирной линией на уровне 0,5 В обозначено экспериментально определенное значение амплитуды помехи на выходе ФМ1 при воздействии на вход дешифратора наиболее опасных импульсных помех, а именно: импульсная помеха моделировалась последовательностью импульсных сигналов с частотой следования маркирующей

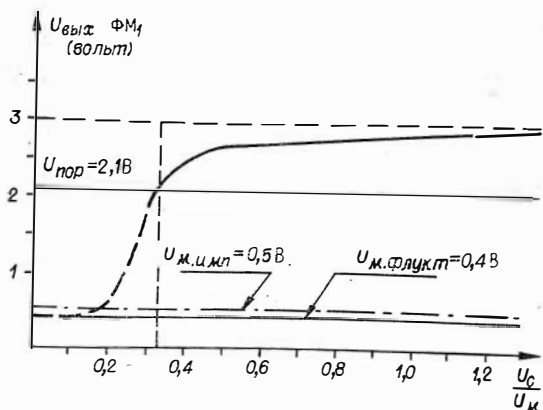


Рис. 30. Зависимость величины напряжения на выходе фильтра маркирующей частоты дешифратора от отношения сигнал — шум на его входе.

Интегратор И между ФМ₁ и пороговым устройством ПУ введен для снижения вероятности подавления сигнала импульсными помехами. Из условий работы сейсмического регистратора следует, что недопустимо даже кратковременное выключение лентопротяжного механизма при регистрации. Если на выходе фильтра ФМ₁ имеется безынерционное пороговое устройство, всякий раз, когда какая-либо импульсная помеха даже на короткое время превысит эффективное напряжение сигнала на входе дешифратора настолько, что напряжение на выходе фильтра ФМ₁ снизится ниже порога срабатывания ПУ, регистратор будет выключаться. Вероятность таких случаев, весьма высокая из-за воздействия атмосферных помех и сигналов от посторонних радиостанций, становится незначительной при включении интегратора на входе ПУ. Когда напряжение на выходе ФМ₁ из-за подавления сигнала помехами падает ниже значения, соответствующего порогу срабатывания ПУ, напряжение на выходе интегратора начнет медленно уменьшаться, постепенно приближаясь к порогу срабатывания ПУ, т. е. немедленного выключения регистратора не произойдет. Если помеха была кратковременной, то напряжение на выходе интегратора восстановится.

Теоретическая оценка вероятности подавления сигнала флуктуационными шумами показывает, что если допустить возможность выключения регистратора при подавлении сигнала более чем за 1 с (этим условием определяется постоянная времени интегратора), то вероятность выключения регистратора будет достаточно мала. Однако наибольшую реальную опасность представляют импульсные атмосферные помехи, поэтому значение постоянной времени интегратора И должно быть таким, чтобы выключение регистратора происходило не скорее, чем через 3—5 с после подавления сигнала. Введение интегратора уменьшает вероятность ложных срабатываний. При разработке системы радиотелеуправления аппаратурой «Тайга» достигнуты следующие результаты.

1. Разрешена проблема обеспечения автономной работы сейсморегистраторов после их установки в пунктах наблюдений.

2. Разработан шифратор диспетчерского пункта аппаратуры, обеспечивающий надежное управление работой автономных сейсморегистраторов, уверенную временную увязку записей, получаемых рассредоточенными регистраторами, регистрацию сейсмических колебаний, возбуждаемых «неуправляемыми» источниками (промышленными взрывами, авиабомбами), передачу высоконадежным способом сигналов отметки момента взрыва и марок времени.

3. Разработана высокоэкономичная схема приемного тракта системы телеуправления, обеспечивающая его высокую помехоустойчивость:

частоты $f_{м1}$, скважностью, равной 2, причем импульс был составлен из суммы сигналов трех поднесущих частот f_1 , f_2 и f_3 одинаковой амплитуды. Помехи более опасного вида практически не встречаются.

Теоретическая оценка вероятности ложных срабатываний при наличии на выходе фильтра ФМ₁ безынерционного порогового устройства с порогом срабатывания 2,1 В дает значение 10^{-13} [13], что безусловно, вполне достаточно, так как надежность конструкции регистратора в целом будет значительно хуже.

дешифратор позволяет осуществлять надежное дистанционное управление работой сейсморегистраторов, когда сигнал на выходе радиоприемника едва прослушивается на фоне шумов, т. е. когда оперативная телефонная связь между диспетчерским пунктом и пунктом наблюдения практически невозможна;

схема выделения сигналов марок времени обеспечивает надежную временную маркировку получаемых сейсмограмм;

испытания канала телеуправления показали, что при различных уровнях шумов на входе его приемного тракта самопроизвольных включений регистраторов не происходит (в том числе при воздействии мощных атмосферных помех).

§ 4. КОНСТРУКЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АППАРАТУРЫ «ТАЙГА»

В результате описанных исследований и полевых испытаний макетов была разработана конструкторская документация на комплекс аппаратуры «Тайга».

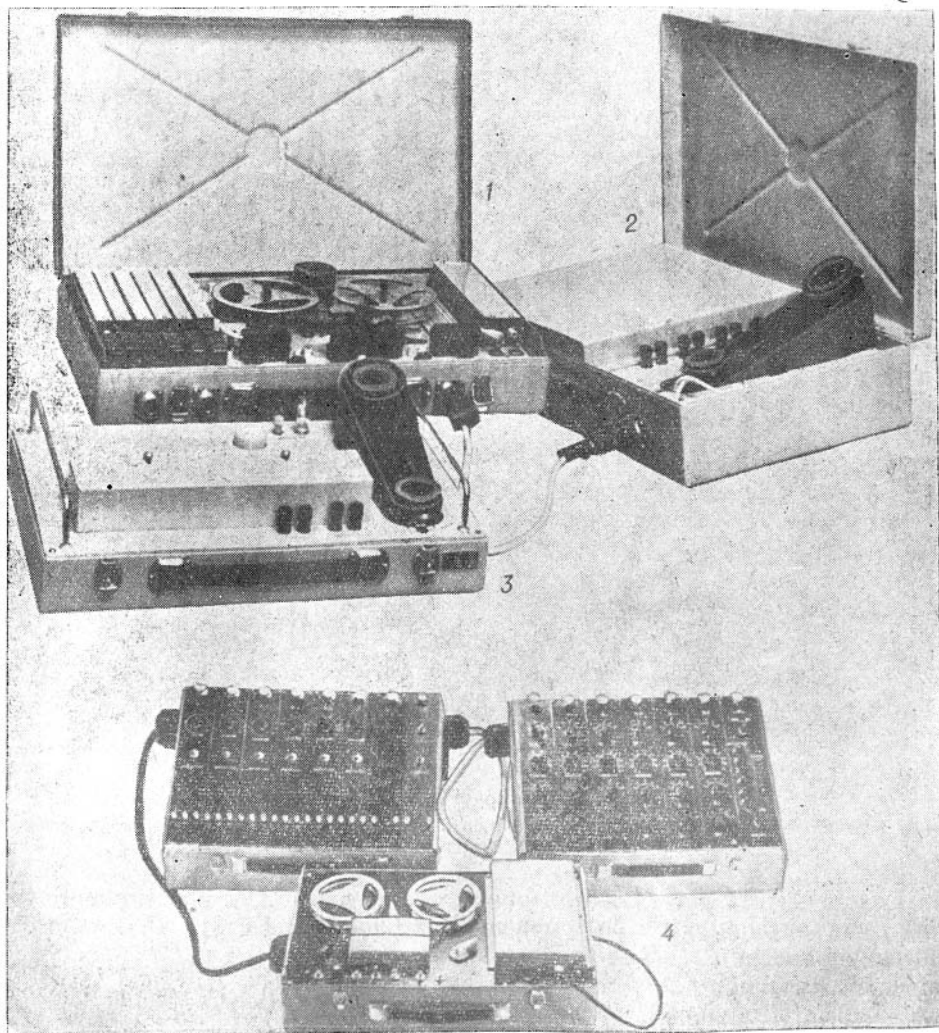


Рис. 31. Аппаратура «Тайга».

1 — сейсморегистратор; 2 — блок питания регистратора; 3 — диспетчерский пункт; 4 — узел воспроизведения.

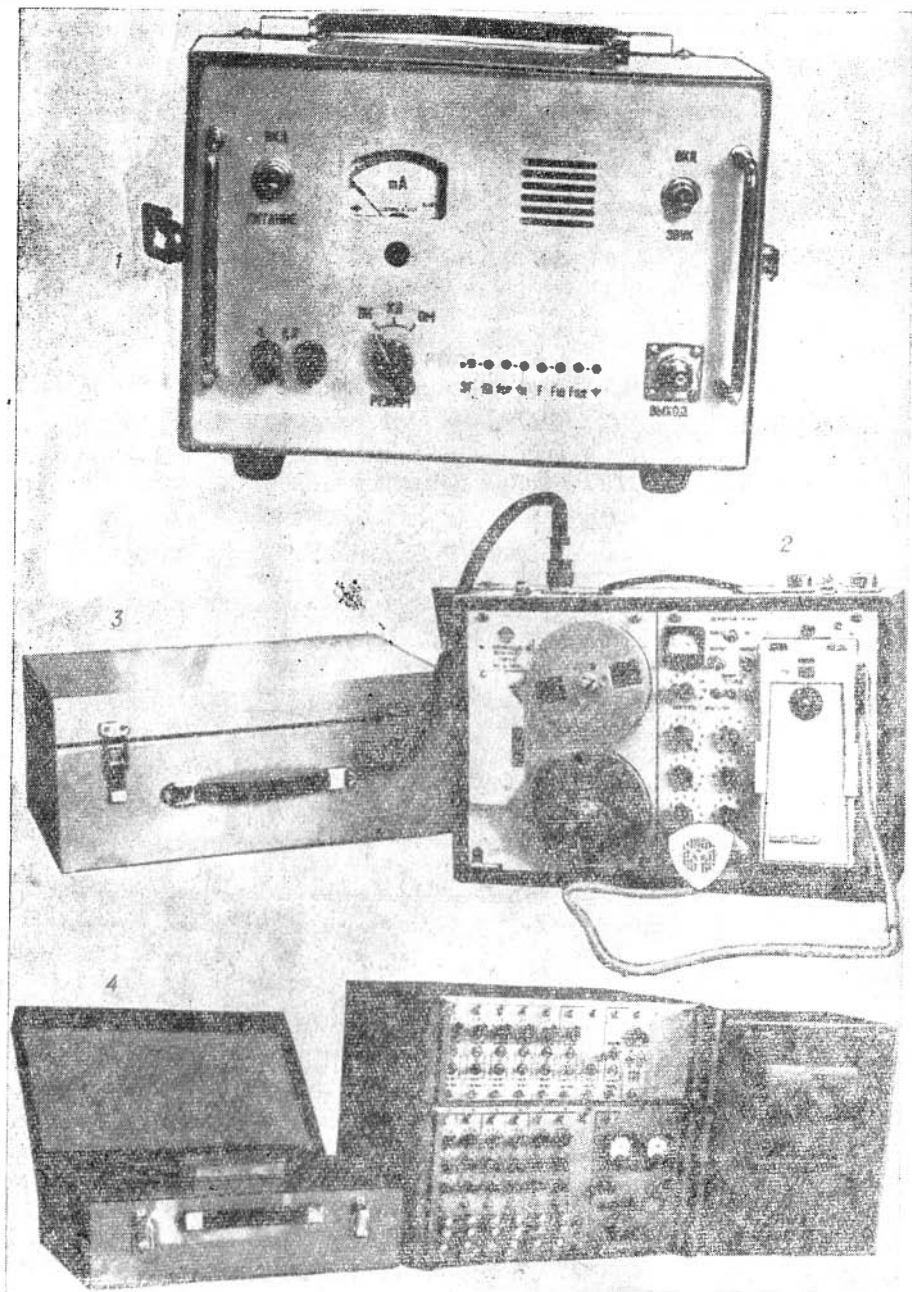


Рис. 32. Аппаратура «Тайга-2».

1 — шифратор; 2 — сейсморегистратор; 3 — блок питания регистратора; 4 — узел воспроизведения.

Сейсмический регистратор, блок питания регистратора и диспетчерский пункт выполнены в виде переносных блоков (рис. 31). В канале радиотелеуправления сейсморегистратора использована выпускавшаяся ранее отечественной промышленностью радиостанция «Недра», которая установлена и в диспетчерском пункте.

Узел воспроизведения выполнен также в виде трех переносных блоков. В одном размещены лентопротяжный механизм, разработанный на основе серийно выпускавшегося магнитофона «Комета-201», и блок пита-

ния узла воспроизведения, во втором — усилители воспроизведения, в третьем — низкочастотные усилители-фильтры.

Эксплуатация крупной партии аппаратуры «Тайга» (около 400 сейсмо-регистраторов) выявила некоторые недостатки конструкции аппаратуры. Главным из них является использование во всех комплектах аппаратуры первой модели одного типа кодированных сигналов в канале телеуправления, поэтому сейсмопартии, работающие с аппаратурой «Тайга» этой модели даже на значительных расстояниях друг от друга, мешали друг другу, включая своими диспетчерскими пунктами сейсморегистраторы соседа.

Однако первая модель аппаратуры «Тайга» успешно используется многими геофизическими организациями страны до настоящего времени.

В 1972—1974 гг. была разработана новая модель аппаратуры «Тайга-2». Конструкция аппаратуры «Тайга-2» (рис. 32) в основном такая же, как и у первой модели, только полевые блоки аппаратуры — сейсморегистратор и его блок питания размещены в герметичных, механически значительно более прочных корпусах. В сейсморегистраторах вместо радиостанции «Недра» используется более современная радиостанция «Карат», размещенная в корпусе регистратора, а не блока питания. Шифратор диспетчерского пункта выполнен на интегральных микросхемах, его возможности расширены. Шифраторы аппаратуры «Тайга-2» могут обеспечить независимую работу 12 комплектам аппаратуры на одной радиочастоте без помех друг другу. Из конструкции шифратора изъята радиостанция. Выход шифратора сделан универсальным, согласующимся с однополосными радиопередатчиками различной мощности.

Узел воспроизведения конструктивно исполнен в унифицированных корпусах и укомплектован шлейфовым осциллографом. Воспроизводимые с магнитной ленты сейсмограммы можно регистрировать на фотобумаге одновременно на трех фильтрациях.

Комплекс аппаратуры «Тайга-2» имеет следующие основные технические характеристики.

Сейсмический регистратор

Каналы сейсмические	6
Каналы вспомогательные	2
Система записи на магнитную ленту	ЧИМ
Лента магнитная	
тип	6Л
ширина, мм	12,7
Полное время записи на одну кассету, мин	45
Частотный диапазон сейсмического канала, Гц	0,5÷100
Уровень шумов сейсмического канала, мкВ не более	1,0
Динамический диапазон, дБ, не менее	50
Диапазон ступенчатого регулирования усиления сейсмического канала, дБ, не менее	50
Рабочий температурный диапазон, °С	—10—+50
Питание	аккумуляторы ИКГК-11Д или сухие батареи типа 165 У
Потребляемая мощность, Вт, не более	
в дежурном режиме	4
в рабочем режиме	15
Запас питания обеспечивает пребывание регистратора в дежурном режиме	до 10 сут
Габариты, мм	
регистрирующего блока	450×345×225
блока питания	450×345×200
Масса, кг	
регистрирующего блока	14
блока питания	21

Диспетчерский пункт

Стабильность задающего генератора	10 ⁻⁵
Цена деления мелкой шкалы марок времени, в зависимости от но- мера кода, мс	15; 20; 25 или 30
Цена деления крупной шкалы марок времени в зависимости от но- мера кода, с	0,75; 1,0 или 1,5
Количество различных сочетаний кодированного сигнала	12
Радиус надежного телеуправления при применении радиопередатчи- ка «Родник», км, не менее	300

Узел воспроизведения

Воспроизведение сейсмических сигналов	многоканальное
Воспроизведение сигналов каждого сейсмического канала	одновременное на трех фильтра- циях
Крутизна срезов частотных характеристик фильтров, дБ/октава	12 и 24
Питание	
от сети переменного тока	220/127 В, 50 Гц
от аккумуляторов (для шлейфового осциллографа)	24 В
Потребляемая мощность, Вт	
от сети переменного тока	100
от аккумуляторов	90
Граничные частоты фильтров при воспроизведении определяются видом работ и имеют по 5 значений для фильтров верхних и нижних частот.	

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ

§ 1. ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕВЫХ РАБОТ

Рассмотрим вопросы методики полевых наблюдений, используя опыт работ в районах Сибири [50, 51, 56, 60, 79, 68, 10].

Возбуждение колебаний

Рекогносцировочные сейсмические исследования должны проводиться в сжатые сроки на больших территориях, нередко с трудными поверхностными условиями, поэтому решение вопросов возбуждения колебаний, одной из наиболее трудоемких операций, имеет большое значение. При работах в Сибири наряду с традиционными для сейсморазведки способами возбуждения волн (взрывы в скважинах, естественных водоемах) использовались промышленные взрывы [50] и взрывы большого числа малых зарядов в неглубоких (около 1 м) скважинах [65, 66, 69, 114]. Схемы наблюдений в методике зондирования более произвольны по сравнению с обычным способом сейсмического профилирования. Поэтому обычно имеется значительная свобода в выборе подходящих мест для источников колебаний. Источники могут размещаться на некотором удалении от основного маршрута, не обязательно на строго определенных расстояниях друг от друга, или один источник может быть общим для нескольких зондирований. Все это, как правило, позволяет успешно решать задачу возбуждения колебаний обычными способами при работах даже в труднопроходимых таежных, заболоченных и горных районах. В разнообразных условиях Сибири взрывы в водоемах (озерах, речных старицах) глубиной 4—10 м оказываются достаточно эффективными для возбуждения волн на удалении до 200—240 км от регистрирующих установок. Необходимая величина заряда взрывчатого вещества, по возможности рассредоточенного по площади, достигает 2—4 т. В районах, где возможно использование буровой техники, возбуждение волн взрывами в группе скважин глубиной 20—40 м позволяет в тех же условиях сократить вес заряда в 2—3 раза. В каждую скважину помещалось не более 100—200 кг взрывчатого вещества, а расстояние между соседними скважинами в площадной группе обычно составляло около 15 м.

При крупных промышленных взрывах возбуждаются интенсивные волны, которые можно использовать для изучения строения земной коры и верхов мантии. Опыт регистрации волн от взрывов в угольных карьерах Кузбасса [50] свидетельствует о малом отличии полученных сейсмограмм от записей при обычном возбуждении колебаний. Часто количество пунктов промышленных взрывов невелико и они распределены на местности неравномерно, что затрудняет их использование при работах с получением системы годографов. В методике зондирования эта трудность в значительной степени преодолевается путем использования площадных систем наблюдений и применения большого числа одновременно работающих регистрирующих установок. Во многих случаях при горных работах производятся направленные взрывы, возбуждающие напряжения сдвига. Такие

взрывы могут явиться источниками интенсивных поперечных волн. Регистрация последних совместно с продольными волнами позволяет получить более полные данные о морфологии глубинных границ и физических свойствах горных пород. Вместе с тем из-за практикуемого в ряде случаев одновременного взрывания больших групп зарядов их использование сопровождается известными трудностями. В частности, в районах Якутии при регистрации волн от карьерных взрывов в алмазонасных трубках «Мир» и «Айхал», где взрывалось 10—25 групп зарядов с интервалом замедления 0,035—0,050 с, были получены сложные, трудно интерпретируемые сейсмические записи.

Отмеченные выше способы возбуждения колебаний, требующие использования тяжелых буровых станков, глубоких водоемов, наличия подходящих пунктов промышленных взрывов, далеко не всегда могут быть реализованы в районах, доступных лишь для вертолетного транспорта, в условиях развития вечной мерзлоты и скальных пород. В связи с этим при региональных работах в Сибири большую роль играют приповерхностные сейсмические источники с площадным группированием очень большого числа (многие десятки, сотни) малых зарядов в неглубоких (1—2 м) скважинах и водоемах. Рассмотрим имеющийся опыт использования таких источников.

По результатам экспериментальных исследований [37, 6, 69], зависимость амплитуды A сейсмической волны, возбуждаемой при одновременном взрыве группы n единичных зарядов, от главных факторов можно приближенно представить в виде

$$A = \kappa \cdot K_v \cdot K_m \cdot K_z \cdot K_x \cdot K_n \cdot Q,$$

где κ — коэффициент пропорциональности; Q — общая масса заряда. Остальные коэффициенты учитывают: K_v — тип взрывчатого вещества; K_m — физико-механические свойства среды, ее обводненность; K_z — глубина заложения заряда; K_x — расстояние между единичными зарядами; K_n — количество единичных зарядов.

Для сравнения эффективности взрывов двух одинаковых по суммарной массе зарядов, выполненных при различных условиях, будем иметь соотношение

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{K_{v_1}}{K_{v_2}} \cdot \frac{K_{m_1}}{K_{m_2}} \cdot \frac{K_{z_1}}{K_{z_2}} \cdot \frac{K_{x_1}}{K_{x_2}} \cdot \frac{K_{n_1}}{K_{n_2}}.$$

Рассмотрим вероятные диапазоны изменения коэффициентов для реальных условий выполнения близповерхностных взрывов в сибирских районах.

Коэффициенты K_v — для широко используемых при сейсмических работах взрывчатых веществ (тротил, бездымный порох, аммонит) практически одинаковы [37]. Свойства грунтов в месте взрыва существенно влияют на его эффективность: величина коэффициента K_m для водонасыщенных глин и воды соответственно более чем в 2 и 4 раза превышает его значение для сухих суглинков при прочих равных условиях [37]. При изменении глубины погружения заряда с 1 до 10 м коэффициент K_z возрастает в 4 раза [6, 69]. Представление о влиянии рассредоточения близповерхностных взрывов дают результаты специальных экспериментов со взрывами малых зарядов в зоне малых скоростей [69]. Было отмечено, что изменение расстояния от 1 до 10 м между зарядами в 0,4 кг приводит к увеличению коэффициента K_x примерно в 2 раза, дальнейшее рассредоточение не дает заметного эффекта. Величина K_n с ростом числа зарядов в группе изменяется приблизительно как $n^{1/3}$, т. е. если число зарядов увеличить с 10 до 1000 то K_n увеличится почти в 5 раз.

Взяв крайние из приведенных реальных значений коэффициентов, получим, что эффективность взрыва заряда одной и той же суммарной массы может различаться почти в 100 раз. Из этого вытекает важность правиль-

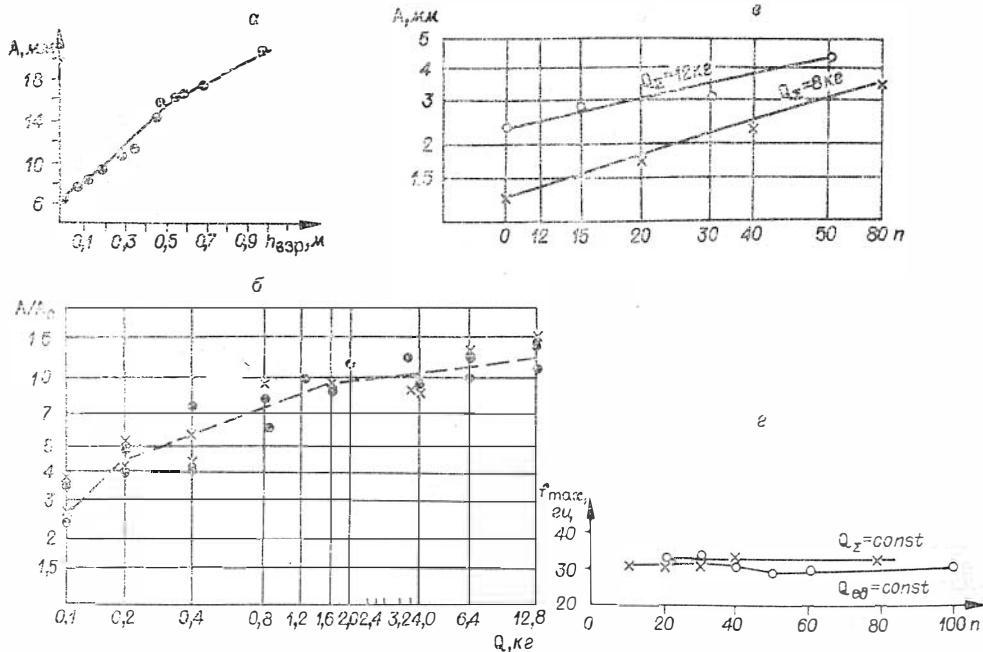


Рис. 33. Некоторые экспериментальные зависимости амплитуды упругой волны от параметров группового заряда.

Зависимость амплитуды волны: а — от глубины взрывной скважины, б — от массы единичного заряда в скважинах глубиной 1 м, в — от рассредоточения заряда постоянной массы; г — зависимость максимума амплитудного спектра волны от количества единичных зарядов в группе.

ного выбора параметров групповых поверхностных источников. Из анализа приведенных многопараметровых экспериментальных зависимостей следует, что достаточно высокий сейсмический эффект можно получить при различных видах приповерхностных взрывов, если соответствующим образом выбрать их параметры. Это позволяет достаточно гибко использовать тот или иной вид источников с учетом местных условий и производственных возможностей.

Весьма широкое применение, прежде всего в районах Тунгусской синеклизы, нашли групповые источники, использующие взрывы зарядов малой массы в большом числе мелких скважин. Выбор рациональных параметров таких источников базируется на экспериментально устанавливаемых зависимостях амплитуды и частотного состава возбуждаемых колебаний от параметров группового взрыва. В качестве примера рассмотрим зависимости (рис. 33), установленные [69, 70] на юго-восточном участке Западно-Сибирской плиты при взрывах в выветрелых песчано-глинистых породах со скоростью продольных волн 350 м/с. Регистрировались опорные отраженные волны на удалении около 200 м от источника с использованием стандартной сейсморазведочной аппаратуры при широкополосной частотной фильтрации без смесителя и автоматического регулятора амплитуд с калиброванной чувствительностью.

Показано (см. рис. 33, а), что взрыв сосредоточенного заряда в скважине глубиной около 1 м существенно эффективнее взрыва такого же заряда на поверхности и в шурфах глубиной 0,3—0,4 м. При фиксированной глубине (1 м) отмечается существенное возрастание амплитуды колебаний с увеличением веса заряда от 0,1 до 2 кг; при дальнейшем увеличении массы заряда выигрыш в амплитуде незначителен (см. рис. 33, б). Возрастание амплитуды колебаний, приближенно пропорциональное кубическому корню из числа единичных зарядов, установлено (см. рис. 33, в) при фиксированной общей массе зарядов (8 и 12 кг), распределенных в

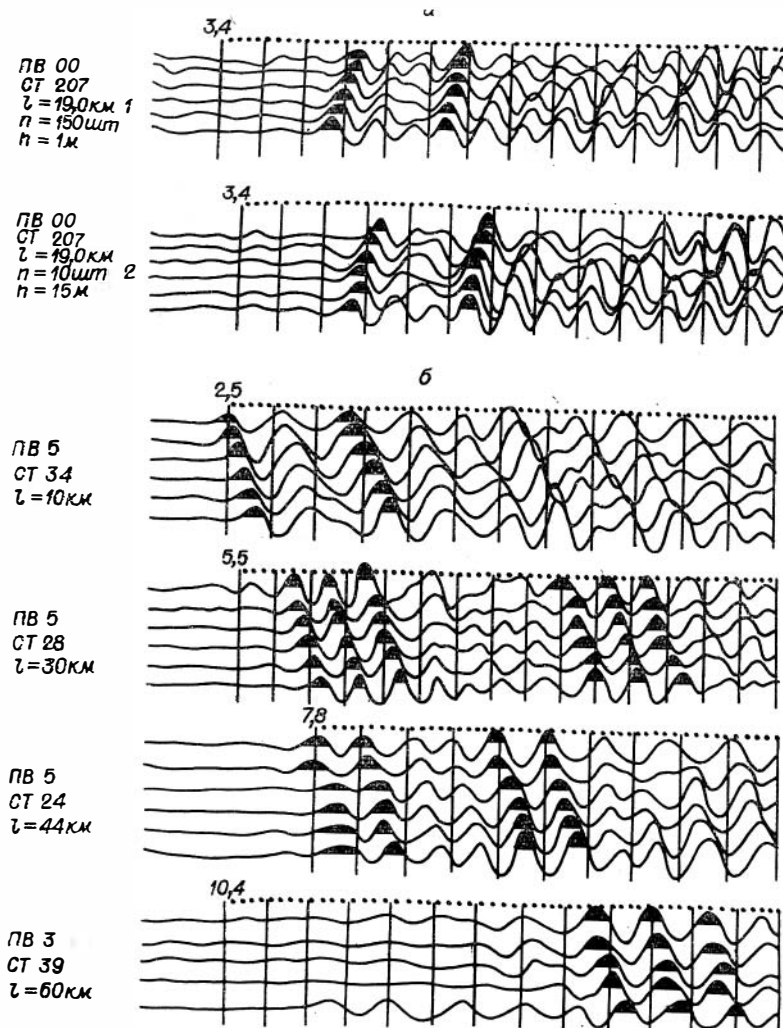


Рис. 34. Сейсмограммы, характеризующие эффективность больших групп малых зарядов в скважинах глубиной 1 м.

а — сопоставление сейсмограмм, зарегистрированных при традиционном и распродоточенном взрывах; б — характер записи регулярных волн на различных расстояниях при взрывах 1000 зарядов по 2 кг в скважинах глубиной 1 м.

площадной группе метровых скважин, отстоящих друг от друга на 5 м.

Исследование частотного состава колебаний показало, что частота максимума амплитудного спектра (f_{\max}) практически не меняется при увеличении числа зарядов в группе от 10 до 100 (рис. 33, з). При этом фиксировалась либо масса единичного заряда $Q_{\text{ед}}$, либо суммарная масса Q_{Σ} , а глубина взрывных скважин и их расположение оставались такими же, как и в предыдущем опыте.

На основе изложенных экспериментов создан и внедрен в практику способ возбуждения колебаний взрывами в больших группах скважин глубиной 1 м. Бурение скважин производится легкими переносными мотобурами, что создает практически неограниченные возможности для использования при работах авиатранспорта в труднодоступных районах. Способ пригоден в условиях вечной мерзлоты и в районах развития скальных пород с маломощным поверхностным слоем рыхлых отложений, когда применение традиционных приемов возбуждения колебаний весьма затруднено.

Указанный способ является основным при региональном изучении фундамента на территории Тунгусской синеклизы, где наряду с очень трудными поверхностными условиями имеет место экранирование глубинных волн широко развитыми графитовыми телами. Применяются группы, содержащие до 1000 единичных зарядов массой 1—2 кг в скважинах глубиной 1 м. Единичные заряды распределяются на площади по прямоугольной сетке с расстояниями между ними 3 м, превышающими удвоенный радиус воронки выброса. Группа занимает площадь до 900 м². Возбуждение зарядов производится детонирующим шнуром. Интенсивность такого группового источника достаточна для регистрации волн на расстояниях до 60—120 км. Сейсмические записи от группового источника и от обычных взрывов в глубоких скважинах практически не различаются (рис. 34, а). Типичные сейсмограммы с записями преломленных и отраженных волн, полученные на участке р. Нижняя Тунгуска при больших группах близ-поверхностных взрывов, показаны на рис. 34, б.

При исследованиях фундамента на юге Сибирской платформы (в районе Непского свода) успешно применяются групповые взрывы в мелких (1,5—2 м) естественных водоемах. Заряд массой около 700 кг распределяется на 20—30 частей с расстоянием между единичными зарядами 8—10 м.

Способ возбуждения сейсмических волн путем бомбометания с самолетов [130] в районах Сибири не нашел достаточно широкого применения из-за его организационной сложности и недостаточной эффективности на больших (более 150 км) расстояниях от источника, необходимых для проведения полноценных исследований методом ГСЗ.

Аппаратура

В дополнение к общим требованиям, предъявляемым к регистрирующей сейсмической аппаратуре, при региональных работах в труднодоступных районах она должна быть портативной, обладать повышенной стабильностью и широким диапазоном изменения параметров ввиду разнообразия сейсмогеологических условий исследуемых районов.

Большое значение имеет воспроизводимая (магнитная) запись колебаний, позволяющая практически полностью избавиться от повторения взрывов, осуществлять перезаписи при оптимальных для каждой прослеживаемой волны параметрах усиления и частотной фильтрации с учетом изменения характеристик волнового поля. Широкий динамический диапазон аппаратуры с магнитной записью значительно облегчает выбор величин зарядов взрывчатого вещества на протяженных маршрутах с непостоянными поверхностными и глубинными условиями.

Этим требованиям в полной мере соответствует аппаратура «Тайга» с магнитной памятью и телеуправлением, применение которой существенно повысило эффективность маршрутных и площадных работ в труднодоступных районах Сибири. Для телеуправления обычно используются мощные радиостанции типа РСО-300, обеспечивающие уверенное дистанционное управление регистраторами на расстояниях в 300 км и более.

На начальном этапе работ применялись реконструированные [130, 131] сейсмические станции СС-24П, приставки магнитной записи АПМЗ-ЧМ и малоканальные регистраторы, изготовленные из узлов серийной аппаратуры.

В качестве сейсмических датчиков применяются низкочастотные (с собственной частотой 4—5 Гц) приемники типа НС-3 и С-205. При регистрации волн на больших (200 км) расстояниях от источника, особенно при неблагоприятных условиях возбуждения колебаний, важно обеспечить высокую чувствительность аппаратуры, для чего используется группирование большого числа сейсмографов (при работах в Сибири — до 16 приборов на канал) с оптимальным электрическим соединением их в группе.

При работах в Тюменской области использован способ погруженных сейсмоприемников [13], позволяющий с помощью специального контейнера помещать сейсмоприемники на глубину до 8—10 м под рыхлые отложения зоны малых скоростей. В результате почти полностью уничтожается фон микросейсм, что позволяет в ряде случаев в 20—30 раз повысить усиление сейсморегистрирующего канала. Кроме того, этот способ уменьшает резонансные явления в системе сейсмоприемник — почва и устраняет из пути прохождения волн наиболее поглощающий поверхностный слой низкоскоростных пород.

Параметры регистрирующей установки

Регистрация колебаний ведется не в точке, а на рассредоточенной (обычно шестиканальной) линейной или площадной установке сейсмографов. Это позволяет выделить регулярные оси синфазности, исключить из рассмотрения нерегулярные колебания и оценить значения кажущейся скорости волн, одного из основных волновых признаков дискретной корреляции.

Длина линейной установки, особенно при работах в труднодоступной местности, очевидно, должна быть не очень большой (не более 1 км). Экспериментальные данные (рис. 35) о соотношении величин кажущихся скоростей определенной волны, соответствующих регистрирующим установкам разной длины с совпадающими центрами, показывают, что увеличение протя-

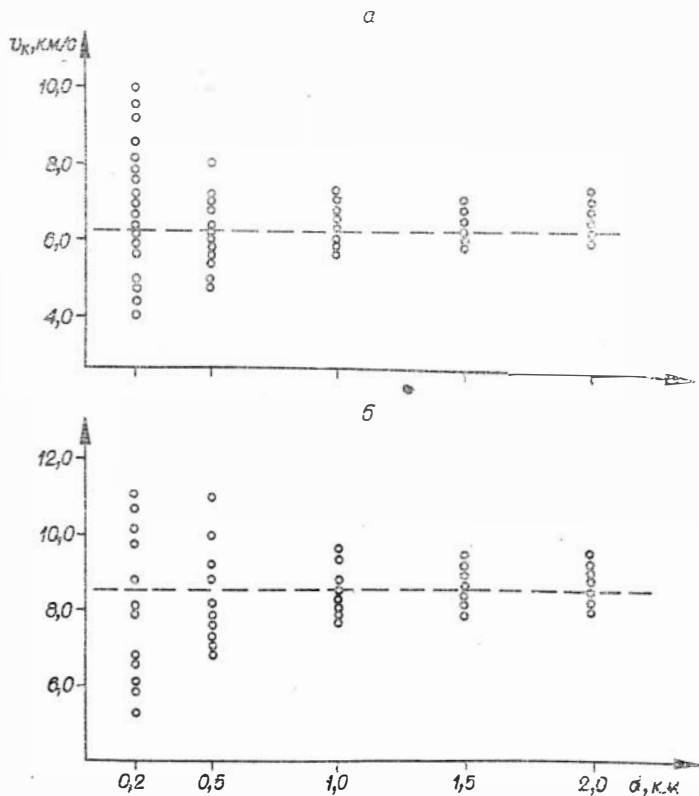


Рис. 35. Зависимость точности определения кажущейся скорости от длины (d) регистрирующей установки в условиях Западно-Сибирской низменности.

a — преломленная волна от внутрикоровой границы и b — от границы M . Кружки соответствуют единичным определениям скорости при разных длинах установки; штриховая линия — значение скорости по всему годографу.

женности установки не приводит к существенному уменьшению разброса значений кажущейся скорости.

Необязательна строгая ориентировка установки по направлению на пункт взрыва. Отклонения на $10-15^\circ$ вполне допустимы, так как это приводит к незначительным (2—3%) искажениям кажущейся скорости. В труднодоступной местности, особенно при площадных системах зондирований, удобны не линейные, а X-, Г- или Т-образные приемные установки, что позволяет определять значения кажущейся скорости независимо от направления на пункт взрыва.

Малое число сейсмических каналов позволяет применять достаточно мощное площадное группирование сейсмографов (до 16 приборов на канал) с целью повышения эффективной чувствительности и осреднения влияния поверхностных неоднородностей. В условиях малонаселенных районов основными помехами обычно являются колебания, обусловленные ветром, которые подавляются выбором расстояния между сейсмографами в группе (около 15 м друг от друга).

Схемы наблюдений

Работы в поле ведутся на сети зондирований и на параметрических профилях.

Параметрические наблюдения обычно выполняются в начале исследований в новом районе. Их главная задача — изучение волновой картины, выявление опорных волн, оптимальных областей их регистрации и признаков дискретной корреляции. Одновременно уточняются настройка аппаратуры, приемы возбуждения колебаний и другие вопросы. Наблюдения рассчитываются на получение одного или нескольких встречных и нагоняющих годографов в типичных для данного района условиях. Линия профиля по возможности располагается в простых условиях, не пересекая зоны разломов. Обычно ведутся кусочно-непрерывные наблюдения на коротком профиле при нескольких пунктах взрыва. Полученные результаты используются для проектирования сети зондирований, которая может быть маршрутной или площадной.

Базы зондирований выбираются в области наиболее уверенной регистрации прослеживаемых волн. Для обеспечения требуемой полноты изучения разреза обычно необходимо несколько систем зондирований с существенно различными базами (рис. 36). В районах Западно-Сибирской низменности поверхность фундамента изучается зондированиями преломленными волнами с базами 8—16 км, преломленная и отраженная волны от подошвы земной коры регистрируются на зондированиях с базами 180—200 км. Система зондирований для промежуточных преломляющих и отражающих границ имеет базы 40—60 км. На Сибирской платформе и в обнаженных районах юга Сибири использовались только две последние из указанных систем зондирований, так как преломленная волна от поверхности фундамента здесь регистрируется на зондированиях с базами 30—60 км.

При использовании рефрагированных волн система зондирований должна обеспечивать построение поля $t(x, l)$ вдоль исследуемого профиля для такого диапазона баз (l), который позволяет охарактеризовать нужный интервал глубин. Так, при изучении земной коры в Байкальской рифтовой зоне (в том числе и с задачей выявления волноводных слоев) диапазон значений баз зондирований составлял 10—200 км, а шаг изменения баз — 15—20 км.

Для определения значений скорости в среде необходимо иметь не менее двух изолиний поля $t(x, l)$. Следовательно, каждая система зондирований должна непременно включать наблюдения при двух (не обязательно строго фиксированных) базах l_1 и l_2 , которым соответствуют времена t_1 и t_2 . Величина разности баз выбирается, исходя из необходимой точности определения скорости при заданных погрешностях исходных данных.

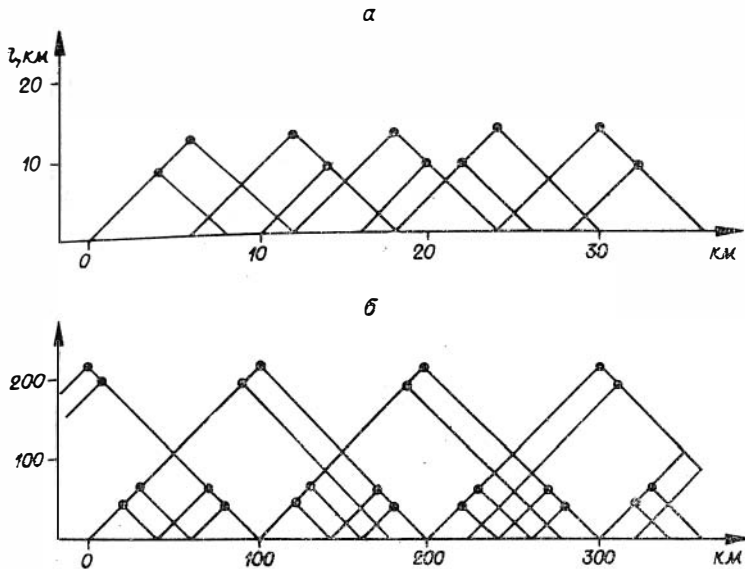


Рис. 36. Системы зондирований.

а — для изучения поверхности фундамента преломленными волнами в условиях Западно-Сибирской плиты; б — для изучения внутрикоровых границ и поверхности М.

По записям преломленных волн рассчитывается граничная скорость в предположении, что углы наклона границы невелики ($\leq 10^\circ$)

$$v_{\Gamma} \approx \frac{l_2 - l_1}{t_2 - t_1}.$$

Дифференцируя последнее выражение, найдем относительные ошибки в граничной скорости $m_{v_{\Gamma}}/v_{\Gamma}$, обусловленные погрешностями измерения расстояний m_l и времени m_t :

$$\left(\frac{m_{v_{\Gamma}}}{v_{\Gamma}}\right)_l = \frac{\sqrt{2}}{l_2 - l_1} m_l, \quad (\text{IV.1})$$

$$\left(\frac{m_{v_{\Gamma}}}{v_{\Gamma}}\right)_t = \frac{v_{\Gamma} \sqrt{2}}{l_2 - l_1} m_t. \quad (\text{IV.2})$$

Считая ошибки независимыми, определим полную погрешность

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

откуда

$$l_2 - l_1 = \frac{\sqrt{2(v_{\Gamma}^2 m_t^2 + m_l^2)}}{m_{v_{\Gamma}}/v_{\Gamma}}. \quad (\text{IV.3})$$

Зная в конкретных условиях средние значения погрешностей измерения расстояний и времен прихода волны, по этой формуле можно найти разность баз, обеспечивающую определение величины v_{Γ} с ошибкой, не превышающей заданного значения $m_{v_{\Gamma}}/v_{\Gamma}$.

Аналогично для зондирований отраженными волнами имеем:

$$\left(\frac{m_v}{v}\right)_l = \frac{m_l}{(l_2 - l_1) \sqrt{2}}, \quad (\text{IV.4})$$

$$\left(\frac{m_v}{v}\right)_t \approx \frac{v^2 m_t}{l(l_2 - l_1) \sqrt{2}}, \quad (\text{IV.5})$$

где v — скорость в покрывающей среде; \bar{l} и \bar{t} — средние значения баз и времен.

Окончательная формула для расчета необходимой разности баз имеет вид

$$l_2 - l_1 \approx \frac{\sqrt{v^4 \bar{t}^2 m_i^2 + \bar{l}^2 m_i^2}}{\frac{m_v}{v} \bar{l} \sqrt{2}}. \quad (\text{IV.6})$$

Формулы для отраженных волн справедливы, когда разность баз в несколько раз меньше самой базы.

Приняв допустимую погрешность определения скоростей, равной 3—4%, получим, что при изучении поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты необходима разность баз 4—5 км. Зондирования при исследовании более глубоких границ должны иметь разность баз в 20—40 км. Погрешность измерения расстояний взята равной 100 м, погрешность времени — не более одной фазы колебаний.

В труднодоступной местности не всегда удается расположить зондирования строго по прямой линии. Оценим допустимые отклонения центров зондирований и направления их баз от линии профиля. Смещение зондирования в положение, параллельное этой линии, приведет к изменению времени прослеживаемых волн, если профиль отклоняется от направления падения (восстания) границы. Наиболее неблагоприятен случай ориентировки профиля по направлению простирания. Сделаем оценки для этого случая. Смещение зондирования на расстояние Δy приведет к изменению глубины до границы на величину $\Delta y \sin \varphi$, где φ — истинный угол наклона границы. Соответствующее изменение времени для преломленной волны равно

$$\Delta t = 2\Delta y \sqrt{\frac{1}{v^2} - \frac{1}{v_r^2}} \cdot \sin \varphi. \quad (\text{IV.7})$$

В случае отраженной волны

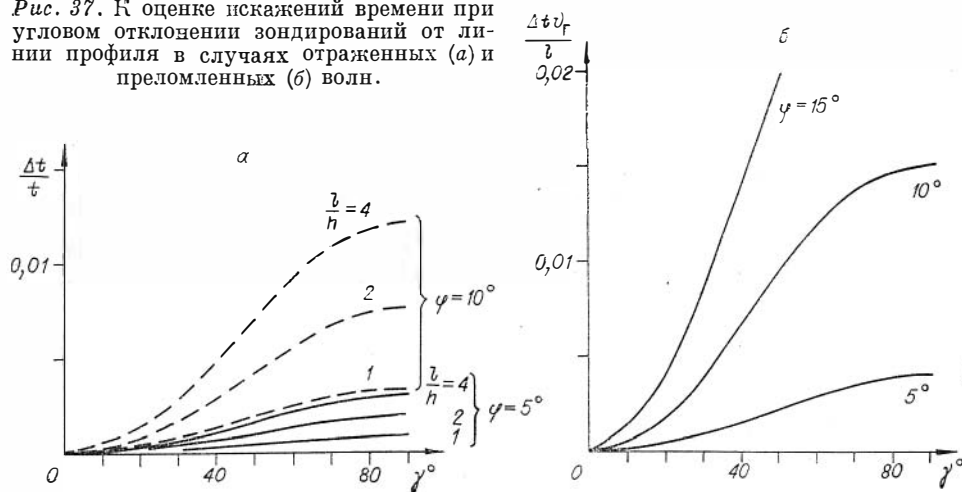
$$\Delta t = \frac{1}{v} [\sqrt{4(h + \Delta y \sin \varphi)^2 + l^2} - \sqrt{4h^2 + l^2}]. \quad (\text{IV.8})$$

Обычно в пределах каждого блока земной коры глубинные сейсмические границы имеют малые наклоны (не более 5°). Расчеты по приведенным формулам показывают, что в этих условиях при смещении зондирований до 5—10 км изменения во времени невелики (менее одного периода колебаний). При больших отклонениях искажения могут быть учтены после определения в первом приближении элементов пространственного залегания границ.

Влияние отклонения базы зондирования от линии профиля на некоторый угол γ (центр базы на профиле, ориентированном по простиранию границы) можно определить, воспользовавшись формулами (II.51) и (II.53) для поверхностного поля времен. Соответствующие графики для отраженных и преломленных волн, приведенные на рис. 37, могут служить для оценки искажения в конкретных условиях. При обычно встречающихся углах наклона глубинных границ ($\varphi < 5^\circ$) допустимы угловые отклонения до 45° и более, так как возникающие искажения, как правило, значительно меньше 0,05 с.

Приведенные оценки относились к случаю плоской границы, который близок к реальным условиям, если рассматриваемое зондирование находится в пределах одного блока. На границах блоков, как правило, глубинное строение усложняется. На таких участках, которые обычно проявляются в аномалиях естественных геофизических полей, следует стремиться к минимальным отклонениям зондирований от линии профиля.

Рис. 37. К оценке искажений времени при угловом отклонении зондирований от линии профиля в случаях отраженных (а) и преломленных (б) волн.



Рассмотрим площадные системы зондирований, которые реализуются в нескольких вариантах в зависимости от условий местности, особенностей глубинного строения и требований к результатам работ.

1. Произвольное расположение зондирований по площади представляет собой совокупность размещенных с требуемой средней плотностью произвольно ориентированных зондирований. Базы зондирований изменяются в некотором диапазоне, что позволяет построить поле $t(x, y, l)$ в виде двух или более карт изохрон для фиксированных баз. Для экономного ведения полевых работ каждый источник и приемник целесообразно делать общими для нескольких зондирований. Такая система из-за ее произвольности предпочтительна для реализации в очень трудных поверхностных условиях.

2. Площадные системы профильных элементов. Профильный элемент состоит из трех зондирований (рис. 38, а), по данным которых определяются время и оба его градиента. Возможны различные сочетания профильных элементов на плоскости наблюдений. Удобно, но не экономично, произвольное (с заданной средней плотностью центров) расположение элементов.

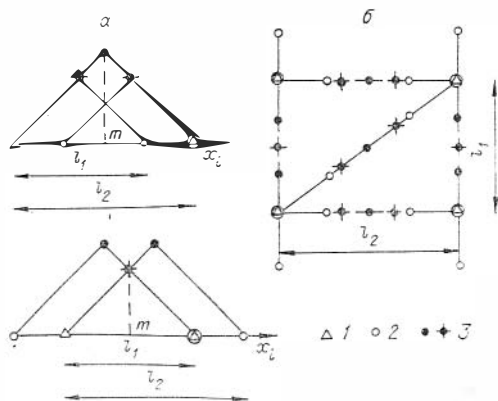


Рис. 38. Схемы площадных наблюдений. а — профильные элементы площадных систем зондирований; б — фрагмент прямоугольной сети профильных элементов; 1 — пункты взрывов, 2 — приемные станции; 3 — центры зондирований.

Целесообразнее размещать профильные элементы так, чтобы они образовывали на местности сеть замкнутых, примыкающих друг к другу многоугольников. При этом источники и часть приемников располагаются в вершинах многоугольников и используются многократно в нескольких зондированиях. В качестве примера на рис. 38, б показан участок площадной сети зондирований, составленный из прямоугольников. Для равномерности размещения пунктов, в которых определяются параметры среды, введен диагональный элемент. Такая система зондирований используется при площадном изучении фундамента на юге Западно-Сибирской плиты. При изучении поверхности фундамента на территории Тю-

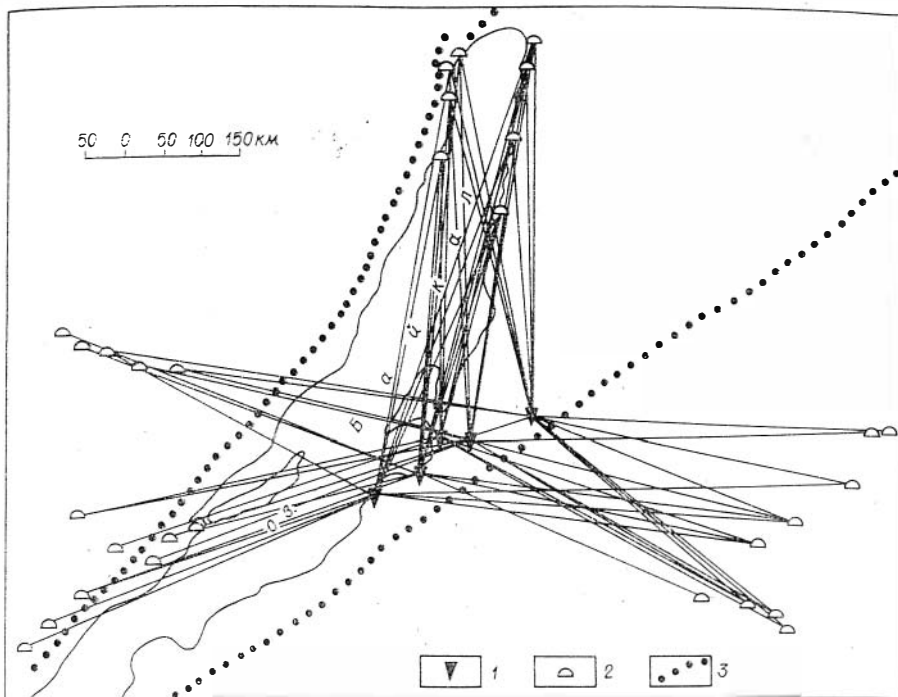


Рис. 39. Площадная система зондирований, применяемая для изучения поверхности мантии отраженными и преломленными волнами в районе оз. Байкал. 1 — пункты взрыва; 2 — регистрирующие станции; 3 — границы Байкальской рифтовой зоны, по В. П. Солоненко,

менской области в качестве профильных элементов нашли применение системы зондирований B_1 , B_2 , E_1 , и E_2 (см. рис. 23, гл. II, § 4).

Пример совокупности профильных элементов, использованных для площадного изучения поверхности мантии отраженными и преломленными волнами в районе оз. Байкал, приведен на рис. 39. На юго-восточном берегу озера размещены пять пунктов взрыва, а приемные станции (управляемые по радио регистраторы «Тайга») — в пределах Иркутского амфитеатра и по берегам озера. Каждый профильный элемент составлялся из зондирований с мало отличающейся ориентацией баз, расположенных в определенной полосе. Величины баз составляли 170—240 км.

3. Площадная система профилей зондирований обычно используется при работах повышенной детальности. На каждом профиле развивается требуемая система зондирований. Размещение профилей на местности определяется задачами изучения конкретных участков.

На практике рассмотренные варианты площадных систем зондирований используются в том или ином сочетании.

Обоснование густоты сети зондирований

При выборе густоты расположения зондирований необходимо учитывать ряд факторов, которые можно свести в следующие три группы.

1. Особенности строения районов, в том числе размеры структур, являющихся объектами исследований.

2. Различного рода погрешности, возникающие в процессе наблюдений и интерпретации. Среди них следует различать ошибки случайного характера и систематические погрешности, обычно связанные с идеализацией строения среды.

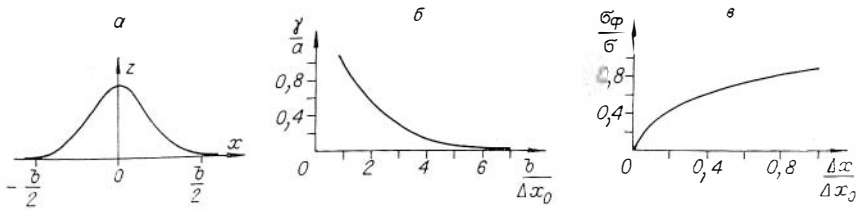


Рис. 40. К определению густоты сети зондирований.

3. Допустимый уровень искажений структурных форм и распределения скоростей. Этот уровень в значительной степени определяется задачами, поставленными перед рассматриваемыми исследованиями.

Будем считать, что погрешности, связанные с идеализацией среды, сведены к минимуму путем использования соответствующих способов интерпретации. Вначале для простоты примем, что погрешности случайного характера малы по сравнению с амплитудами разведываемых структур (или аномалиями распределения скоростей). Густоту сети будем определять, исходя из допустимой величины искажений рельефа сейсмической границы (распределения скоростей по профилю).

Пусть на профиле расположена серия зондирований с интервалом Δx_0 между их центрами. По зондированиям найдем значения глубин $z(j\Delta x_0)$. Для определенности будем считать, что рельеф границы получается по дискретным значениям с использованием ряда В. А. Котельникова [109]:

$$z(x) = \sum_{-\infty}^{+\infty} z(j\Delta x_0) \frac{\sin \frac{\pi}{\Delta x_0} (x - j\Delta x_0)}{\frac{\pi}{\Delta x_0} (x - j\Delta x_0)}.$$

Полученная линия рельефа $z(x)$ будет отличаться от истинной, даже если величины $z(j\Delta x_0)$ найдены точно. Погрешность, зависящая от шага наблюдений, может быть оценена по неравенству, доказанному И. Т. Турбовичем [106, 111] для функций с относительно быстро убывающим спектром

$$\frac{\gamma^2}{\rho^2} \leq 4 \frac{\int_{-\infty}^{-\omega_0} |S(\omega)|^2 d\omega + \int_{\omega_0}^{+\infty} |S(\omega)|^2 d\omega}{2\pi \int_{-\infty}^{+\infty} z^2(x) dx}, \quad (\text{IV.9})$$

где γ — среднеквадратическая величина указанной погрешности, ρ — среднеквадратическое значение функции $z(x)$, $S(\omega)$ — спектр кривой $z(x)$, ω_0 — граничная частота, равная $\frac{\pi}{\Delta x_0}$.

В качестве функции, представляющей контур вертикального сечения геологической структуры, рассмотрим зависимость

$$z(x) = ae^{-\frac{4 \ln 100}{b^2} x^2}, \quad (\text{IV.10})$$

где a — амплитуда структуры, b — ее ширина на уровне $0,01 a$. Эта функция, называемая «колокольной», позволяет аппроксимировать простейшие геологические структуры (рис. 40, а). В зависимости от знака a будем иметь поднятие или впадину.

Найдем для функции (IV.10) выражение, входящее в правую часть неравенства (IV.9),

$$\int_{-\infty}^{+\infty} z^2(x) dx = 2a^2 \int_0^{\infty} e^{-\frac{8 \ln 100}{b^2} x^2} dx = \frac{\sqrt{\pi} a^2 b}{2 \sqrt{2 \ln 100}}. \quad (\text{IV.11})$$

Определим спектр функции $z(x)$:

$$S(\omega) = a \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{4 \ln 100}{b^2} x^2} e^{-j\omega x} dx = \frac{\sqrt{\pi} ab}{2 \sqrt{2 \ln 100}} e^{-\frac{b^2 \omega^2}{16 \ln 100}}.$$

Для выражения, стоящего в числителе правой части неравенства (IV.9), получим после преобразований

$$\int_{-\infty}^{-\omega_0} |S(\omega)|^2 d\omega + \int_{\omega_0}^{+\infty} |S(\omega)|^2 d\omega = \frac{\pi \sqrt{\pi} a^2 b}{\sqrt{2 \ln 100}} \left[1 - \Phi \left(\frac{\omega_0 b}{2 \sqrt{2 \ln 100}} \right) \right], \quad (\text{IV.12})$$

где

$$\Phi(u) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-t^2} dt$$

— функция Лапласа или интеграл вероятностей.

В результате подстановки выражений (IV.11) и (IV.12) в (IV.9) найдем

$$\frac{\gamma^2}{\rho^2} \leq 4 \left[1 - \Phi \left(\frac{\omega_0 b}{2 \sqrt{2 \ln 100}} \right) \right]. \quad (\text{IV.13})$$

Среднеквадратическое значение ρ функции $z(x)$ определим для интервала $(-M, M)$, где эта функция существенно отлична от нуля. Потребовав, чтобы

$$\frac{\int_0^{\infty} |e^{-t^2}|^2 dt - \int_0^{\infty} |e^{-t^2}|^2 dt}{\int_0^{\infty} |e^{-t^2}|^2 dt} < 0,005,$$

по таблицам интеграла вероятностей найдем: $x = 2$. В соответствии с этим для интересующей нас функции (IV.10) получим

$$M = \frac{b}{\sqrt{2 \ln 100}}.$$

С учетом равенства (IV.11) найдем

$$\rho^2 = \frac{\int_{-M}^M z^2(x) dx}{2M} \approx \frac{\int_{-\infty}^{\infty} z^2(x) dx}{2M} = \frac{\sqrt{\pi}}{4} a^2.$$

Подставив полученное выражение в неравенство (IV.13), окончательно преобразуем его:

$$\frac{\gamma^2}{a^2} \leq \sqrt{\pi} \left[1 - \Phi \left(\frac{\pi}{2 \sqrt{2 \ln 100}} \cdot \frac{b}{\Delta x_0} \right) \right]. \quad (\text{IV.14})$$

Выражение (IV.14) дает максимальную оценку искомой величины искажений сейсмического разреза в зависимости от густоты сети дискретных наблюдений (Δx_0) и параметров структур (a, b). График (см. рис. 40, б), рассчитанный по этой формуле, может служить для выбора в конкретных условиях максимального шага наблюдений по заданной величине допустимых искажений. Пусть, например, объектом исследований являются поднятия шириной (b) порядка 10 км. Допустимы искажения не более 10%

от величины амплитуды поднятий $\left(\frac{\gamma}{a} = 0,1\right)$. По заданному значению

$\frac{\gamma}{a}$ находим: $\frac{b}{\Delta x_0} = 3,8$. Следовательно, расстояния между центрами зондирований не должны превосходить величины $\Delta x_0 = 10 \text{ км} : 3,8 \approx 2,6 \text{ км}$.

Выше предполагалось, что амплитуды структур значительно превосходят по величине погрешности в глубинах. На практике это не всегда выполняется. При исследовании структурных форм, амплитуды которых соизмеримы с ошибками единичных определений, может потребоваться дополнительное сгущение сети зондирований.

Распределение ошибок определения глубин по зондированиям, расположенным по профилю через интервал Δx , можно рассматривать как функцию в виде примыкающих прямоугольников одинаковой ширины (Δx), высота которых равна величине ошибки в данной точке. Для этого случая получено следующее выражение для плотности спектра ошибки случайного характера [38]:

$$\frac{\sigma^2 \Delta x}{\pi} \cdot \frac{\sin^2 \frac{\omega \Delta x}{2}}{\left(\frac{\omega \Delta x}{2}\right)^2},$$

где σ — величина среднеквадратической погрешности.

Из последнего выражения следует, что уменьшение Δx приводит к понижению плотности спектра случайных ошибок в области низких частот. Это обстоятельство позволяет ослабить влияние ошибок путем введения фильтра, не пропускающего частоты выше некоторого граничного значения ω_0 . При фиксированной величине ω_0 фильтрация ошибок будет тем эффективнее, чем меньше шаг сети наблюдений.

В результате такой фильтрации * выражение для ошибки (σ_{Φ}) принимает вид

$$\sigma_{\Phi}^2 = \sigma \frac{\Delta x}{\pi} \int_0^{\omega_0} \frac{\sin^2 \frac{\omega \Delta x}{2}}{\left(\frac{\omega \Delta x}{2}\right)^2} d\omega.$$

После интегрирования и подстановки $\omega_0 = \frac{\pi}{\Delta x_0}$ получим окончательно:

$$\frac{\sigma_{\Phi}^2}{\sigma^2} = \frac{2}{\pi} \left[\frac{\cos \pi \frac{\Delta x}{\Delta x_0} - 1}{\pi \frac{\Delta x}{\Delta x_0}} + \text{Si} \left(\pi \frac{\Delta x}{\Delta x_0} \right) \right]. \quad (\text{IV. 15})$$

На графике (см. рис. 40, в), рассчитанном по формуле (IV. 15), видно, что для уменьшения влияния случайных ошибок вдвое необходимо сгустить сеть в 3 раза. Имея в виду, что положенное в основу вывода допущение о взаимной независимости ошибок при очень малых значениях Δx на практике обычно не выполняется, следует сгущать сеть наблюдений до некоторого предела, зависящего от радиуса корреляции ошибок.

Значение Δx_0 , определяемое по графику на рис. 40, б, выбирается так, чтобы не нарушались рассмотренные выше условия допустимых искажений структурных форм.

Практическое использование полученных соотношений покажем на примере. Пусть требуется найти шаг сети зондирований при поисках структур с параметрами $a = 150 \text{ м}$, $b = 10 \text{ км}$. Точность единичного определения $\sigma = 120 \text{ м}$. Потребуем, чтобы погрешности на сейсмическом разре-

* О практической реализации такой фильтрации при обработке геофизических данных см. [38].

зе не превышали половины амплитуды структур ($\sigma_{\Phi} = 75$ м). Вначале определим величину Δx_0 . По графику на рис. 40, б для $\frac{\gamma}{a} = 0,5$ находим: $\frac{b}{\Delta x_0} = 2$. Следовательно, $\Delta x_0 = 10 \text{ км} \times 0,5 = 5 \text{ км}$. Далее по графику на рис. 40, в для $\frac{\sigma_{\Phi}}{\sigma} = 75 \text{ км} : 120 \text{ м} = 0,63$ определяем: $\frac{\Delta x}{\Delta x_0} = 0,42$. Откуда искомая величина расстояния между центрами зондирований $\Delta x = 5 \text{ км} \times 0,42 = 2,1 \text{ км}$.

Изложенные примеры, наряду с другими способами [95], можно использовать также для расчета плотности сети площадных наблюдений, поскольку последние можно представить как серию взаимно перпендикулярных профилей.

При рекогносцировочных исследованиях плотность сети зондирований определяется в соответствии с общей задачей, состоящей прежде всего в выявлении блоков земной коры с поперечником в 100 км и более. При изучении верхней части земной коры (поверхности фундамента платформ и близких к ней границ) учитываются потребности геологической практики (например, тектоническое районирование территории в связи с поисками нефти и газа). В качестве примера приведем данные о средней густоте расположения зондирований при маршрутных исследованиях в Сибири. Расстояние между центрами зондирований для изучения поверхности фундамента (в Западно-Сибирской низменности) составляло 3—5 км, при исследовании внутреннего строения консолидированной коры — 10—20 км, раздела Мохоровичича — 20—30 км. На наиболее интересных и сложных участках (зоны сочленения блоков земной коры, в Байкальской рифтовой зоне — район с аномально низкой скоростью на поверхности мантии) сеть зондирований сгущалась.

§ 2. СПОСОБЫ ДИСКРЕТНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Дискретная корреляция волн при сейсмических зондированиях, основные принципы которой были рассмотрены в § 3 гл. II, всегда базируется в той или иной мере на априорной информации о структуре волновых полей и характере изучаемых сред. Поэтому возможность проведения дискретной корреляции появляется только на определенном этапе изучения того или иного региона либо типа объектов, когда накопятся данные об основных закономерностях тектонического строения, характере волновой картины, особенностях распределения упругих параметров в среде.

В настоящее время для континентальных районов имеется достаточно большая информация о волновом поле и сейсмических моделях, относящаяся прежде всего к кровле и подошве консолидированной коры (поверхность фундамента платформ и раздел Мохоровичича). Она получена в результате детальных сейсмических исследований при работах КМПВ и ГСЗ в разнообразных условиях и в значительной степени обобщена и систематизирована [17, 43, 81]. Очевидно, эти обобщенные представления требуют уточнения и конкретизации в каждом районе. Поэтому перед началом работ анализируются материалы предыдущих геолого-геофизических исследований на данной и прилегающей территориях, привлекаются сведения по другим районам со сходной геологической обстановкой. Цель анализа — выбор основных признаков дискретной корреляции, установление связей между ними с построением соответствующих гистограмм и корреляционных зависимостей. Пример обоснования признаков, относящихся к задаче изучения раздела Мохоровичича, дан в работе [137]. Обычно таким образом удается получить достаточные сведения для регионально распространенных границ (поверхность фундамента платформ и подошва земной коры).

Ряд признаков, в основном волновых, выдерживается на ограниченных площадях. Для их обоснования лучше всего располагать первичными материалами сейсмических исследований в данном районе. Если такие материалы отсутствуют, то работы в поле начинают с так называемых параметрических зондирований (кусочно-непрерывные профили с небольшим числом пунктов взрыва). В результате намечаются опорные волны, оптимальные области их регистрации, волновые признаки дискретной корреляции. В ходе полевых работ эти данные уточняются.

Приемы дискретной корреляции

Изложим основные черты процесса дискретной корреляции на основе опыта сейсмических исследований в Сибири.

Действия интерпретатора можно подразделить на три основных этапа: 1) выделение одноименных волн на сейсмограммах, 2) анализ согласованности совокупности сейсмических записей, 3) критическая оценка полученных сейсмических разрезов, распределения скоростей в среде и их соответствия с другими геолого-геофизическими данными. Корреляция ведется в течение всего процесса интерпретации. Несогласованности, выявленные на последующих этапах, заставляют вернуться к сейсмограммам и оценить другие варианты идентификации волн.

Первый этап. Последовательно рассматриваются отдельные сейсмограммы. Прослеживаемая волна (или группа волн) выделяется только по волновым признакам. Наиболее типичные из них: время прихода волны (с учетом величины базы зондирования), взаимное расположение волн на сейсмограмме, значения кажущихся скоростей и их соотношение для нескольких осей синфазности, амплитуды колебаний по отношению к «фону» и другим волнам. Как правило, одному-двум признакам придается главное значение. Остальные признаки используются в «слитном» виде, формируя у интерпретатора представление о некоей обобщенной волновой картине, с которой он сравнивает каждую из анализируемых сейсмограмм в целом.

Рассмотрим в качестве иллюстрации характерные сейсмограммы зондирования с записями волн от основных опорных границ в земной коре в районах Сибири.

Преломленная волна от поверхности складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты (рис. 41) надежно выделяется сразу же после ее выхода в первые вступления, при базах, равных утроенной-четверенной глубине до фундамента. Главные волновые признаки: значения кажущейся скорости обычно заключены в диапазоне от 5,0 до 6,5 км/с, амплитуда колебаний меньше, а кажущаяся скорость больше, чем у последующих волн, преломленных на границах в осадочном чехле. Характерным для сейсмограмм в целом является наличие «веера» осей синфазности, расходящихся с удалением от источника.



Рис. 41. Сейсмограмма зондирования при изучении поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты. В первых вступлениях — преломленная волна от поверхности фундамента; в последующей части записи — волны от границ в осадочном чехле.

Отражение от границы на глубине 20 км при базе зондирования 40—60 км (рис. 42) опознается прежде всего как первая волна с высокой, более 7,5 км/с, кажущейся скоростью. Предшествующие оси синфазности характеризуются меньшими (обычно не более 6,5 км/с) скоростями.

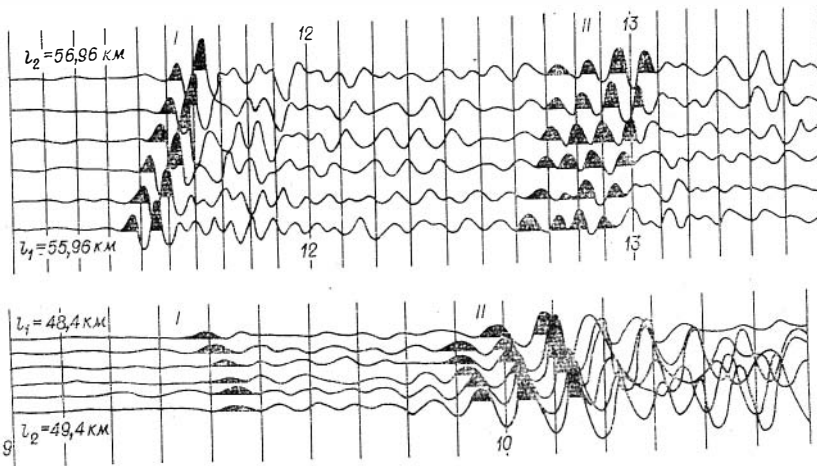


Рис. 42. Сейсмограммы зондирования при изучении внутреннего строения консолидированной коры Западно-Сибирской плиты. В первых вступлениях — преломленная волна от границы на глубине около 10 км; в последней части записи — отражение от границы на глубине 15—20 км.

ми. Признак соотношения кажущихся скоростей достаточно надежен и тогда, когда рассматриваемая волна соизмерима по интенсивности с соседними колебаниями. Достаточно устойчива величина разности времен прихода отражения и волны в первых вступлениях на данной сейсмограмме в пределах однородных блоков.

Выделение волн от раздела Мохоровичича (рис. 43) в закритической области (180—200 км от источника при мощности коры 35—40 км) облегчается тем, что на одной сейсмограмме можно совместно рассматривать преломленную и отраженную волны от этой границы. Количество устойчивых признаков возрастает. Перечислим основные признаки (соответствующие гистограммы приведены в работе [137]): выдержаны времена прихода волн и величина их разности для отраженной и преломленной волн; кажущаяся скорость преломленной волны в первых вступлениях близка к 8 км/с, а для закритического отражения — 7 км/с; устойчивы отношения кажущихся скоростей и амплитуд преломленной и отраженной волн; величина первого отношения больше единицы, второго — меньше; видимые периоды колебаний у отраженной волны обычно несколько больше. Названные признаки волн характерны для многих континентальных районов.

В результате первого этапа корреляции создается «канва», подлежащая проверке и уточнению при последующем анализе. Особо выделяются сомнительные участки с несколькими конкурирующими вариантами отождествления волн.

Второй этап. Анализ согласованности совокупности сейсмических данных осуществляется в основном по физическим и геологическим признакам. Он может выполняться двумя путями. В первом случае после построения разреза и определения скоростей полученные параметры среды сравниваются с соответствующими гистограммами и корреляционными зависимостями физических и геологических признаков. Такой подход согласуется с введенным ранее делением признаков на группы.

Другой путь требует дополнительного преобразования некоторых признаков, позволяя охватить все группы признаков и применить эффективные приемы контроля корреляции. Рассматриваются не значения скоростей и разрезы, а поля $t(x, l_j)$ и монтажи сейсмограмм. Сущность анализа совокупности данных в следующем. Определяется изменчивость (градиенты) кинематических и динамических характеристик волн при

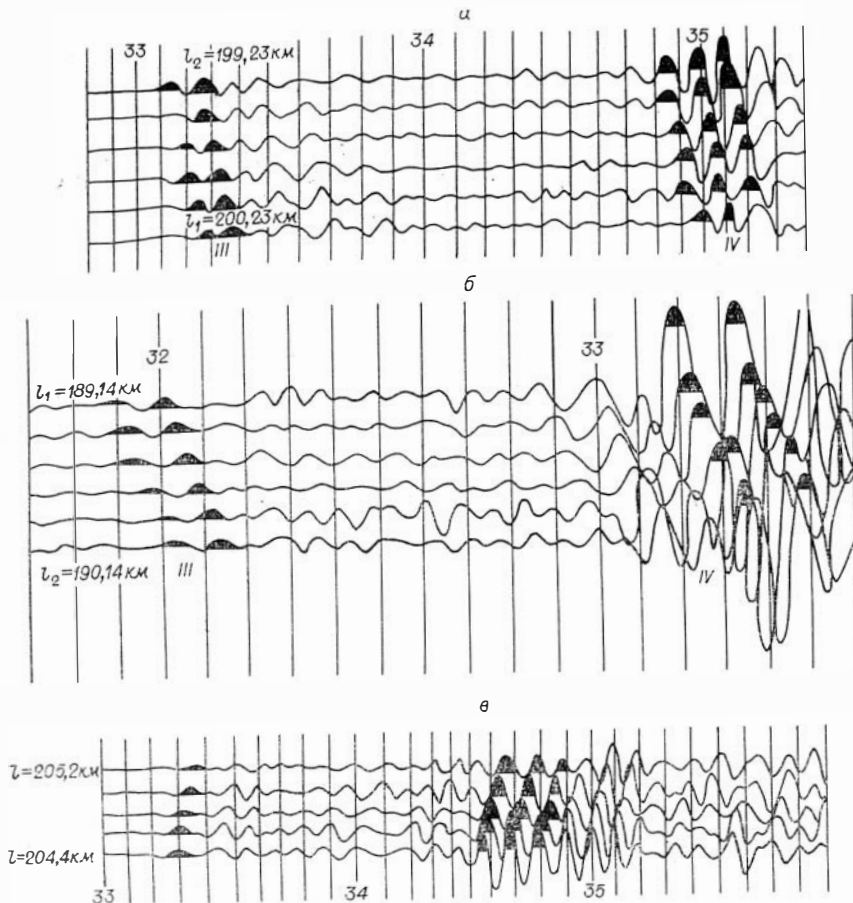


Рис. 43. Сейсмограммы зондирования при изучении подошвы земной коры на юге Западно-Сибирской плиты (а, б) и в Байкальской рифтовой зоне (в). В первых вступлениях — преломленная волна, в последующей части записи — закрытическое отражение.

варьировании двух параметров: базы зондирования (l) и положения центров зондирования (x) на профиле. При изменении одного из названных параметров второй фиксируется. При сравнении полученных градиентов с соответствующими гистограммами оценивается степень надежности рассматриваемого варианта корреляции для сейсмограмм, по данным которых определен градиент.

Изменчивость динамических характеристик определяется по монтажам сейсмограмм. Не обязательно переходить к градиентам в строгом понимании. Можно рассматривать разность величин относительных амплитуд, периодов, длительности колебаний и других характеристик для близко расположенных зондирований с разными базами, а также для соседних зондирований с мало отличающимися базами.

Для анализа поля времен физические и геологические признаки перечисляются в параметры поля времен. Например, гистограммы скоростей упругих волн и углов наклона границ могут быть преобразованы соответственно в гистограммы вертикального и горизонтального градиентов поля времен по формулам (11.37—11.41). О соотношении рельефа разных границ можно приблизительно судить по соотношению формы линий $l_j = \text{const}$ для соответствующих волн.

Рассмотрим кратко способы контроля корреляции по полю времен, которое должно быть регулярным. Отскоки отдельных точек, пересечения изолиний, как правило, вызваны ошибками отождествления волн.

Для не очень сложных сред полю времен присущи определенные закономерности, которые не должны резко нарушаться в случае правильной корреляции. Вертикальный градиент $\left(\frac{dt}{dl}\right)_{x=\text{const}}$ поля времен головной волны остается постоянным для разных l , если в пределах максимальной базы зондирований поверхность наблюдений и граница раздела плоские, а скорости в среде не меняются. В случае отраженных волн значение $\left(\frac{dt}{dl}\right)_{x=\text{const}}$ увеличивается с ростом баз. Для рефрагированных волн вертикальный градиент поля уменьшается при увеличении l . Очевидно, что использовать перечисленные закономерности, подробно рассмотренные в гл. II § 2, можно, если поле времен содержит более двух изолиний.

Эффективным способом контроля является сравнение значений кажущейся скорости, определенных по сейсмограмме и рассчитанных по полю времен. Для расчета используются формулы (II.42), справедливые для любых монотонных волн.

Поле времен отраженных и преломленных волн при некоторых ограничениях, накладываемых на модель среды, определяется заданием только двух линий $l = \text{const}$. Поэтому возможен пересчет поля с изменением баз, изложенный в гл. II § 2. Сравнение пересчитанных значений времен позволяет оценить согласованность совокупности данных.

Третий этап включает сопоставление полученного разреза земной коры с данными других геофизических методов и оценку геологической достоверности результатов.

Поскольку строение земной коры отображается в ряде геофизических полей (гравитационном, магнитном и др.), то естественной является согласованность, хотя бы в общих чертах, сейсмических результатов с этими полями с учетом известных корреляционных зависимостей между соответствующими физическими свойствами горных пород. Предпочтительнее рассматривать сами физические поля, а не результаты их геологического истолкования, которые часто неоднозначны и сильно зависят от не всегда ясно высказанной концепции интерпретатора.

Показателем согласованности сейсмических результатов с полем силы тяжести служит малая интенсивность остаточных аномалий этого поля. Остаточные аномалии получаются как разность между наблюдаемыми и рассчитанными по сейсмическому разрезу значений. При этом используются известные, достаточно тесные корреляционные зависимости между скоростью продольных волн и плотностью. Допустимая величина остаточных аномалий оценивается исходя из точности определения глубин и скоростей, достигаемой при региональных сейсмических исследованиях.

Наиболее сложна дискретная корреляция волн в зонах контактов разнородных блоков земной коры. Здесь резко меняются скорости и глубины залегания границ раздела, вследствие чего нарушается плавность формы линий поля времен, а значения ряда признаков корреляции могут выходить из доверительных пределов. Приуроченность к таким участкам линейных зон интенсивных положительных магнитных аномалий, гравитационных «ступеней», резких смен структуры естественных полей рассматривается как косвенное подтверждение возможности аномальных значений признаков корреляции. Подобные сейсмические «аномалии», не проявляющиеся в магнитном и гравитационном полях, могут быть обусловлены ошибками корреляции и требуют критического пересмотра.

При оценке геологической достоверности своих результатов интерпретатор-сейсморазведчик использует широко распространенный в геологии метод аналогий с другими, хорошо изученными регионами, при этом обна-

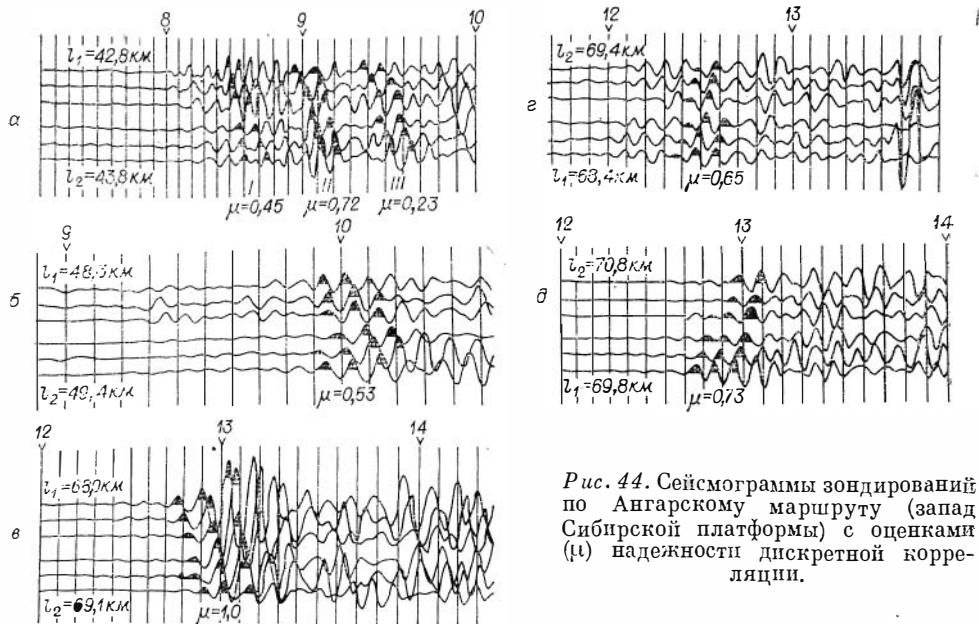


Рис. 44. Сейсмограммы зондирований по Ангарскому маршруту (запад Сибирской платформы) с оценками (μ) надежности дискретной корреляции.

руженные существенные различия в строении земной коры нельзя целиком отнести за счет ошибок в корреляции, однако они достаточны для проверки идентификации волн на соответствующем участке.

Рассмотрим пример применения некоторых приемов дискретной корреляции на материалах зондирований по профилю вдоль широтного течения реки Ангары (запад Сибирской платформы) [60]. В этом районе вначале были выполнены параметрические наблюдения при удалениях от источника от 35 до 70 км. На полученных записях (рис. 44, а, б) выделено опорное отражение, являющееся первой интенсивной волной на сейсмограмме, имеющей повышенную величину кажущейся скорости 7,5—9,0 км/с. Эти особенности были приняты в качестве основных волновых признаков для прослеживания отраженной волны на системе зондирований с базами 40—70 км (рис. 45, б). Отражение по названным выше волновым признакам выделяется вполне уверенно на большинстве зондирований (рис. 44, в, г, д), за исключением зондирования 4, где возможны три варианта корреляции (I, II, III).

По результатам первого этапа корреляции построено поле времен (рис. 45, а). Из этих конкурирующих волн на зондировании № 4 только случаю II соответствует регулярное поле. Другие варианты корреляции, по всей видимости, ошибочны, так как приводят к нарушению подобия формы изолиний, закономерному изменению величины вертикального градиента и соответствующих значений эффективных скоростей и глубин.

Полученные результаты интерпретации (рис. 45, в) вполне правдоподобны. Воздымание отражающей границы в восточном направлении согласуется с формой изолинии пластовой скорости в чехле, полученной по данным рефрагированных волн. Высокое значение эффективной скорости (5,8 км/с) не противоречит величине пластовой скорости и известному петрографическому составу горных пород (уплотненные осадки, пронизанные трапповыми интрузиями).

Высокая эффективность изложенных выше приемов идентификации волн подтверждена сравнением с результатами непрерывной корреляции в разнообразных условиях. Сравнение проведено по материалам непрерывных профилей ГСЗ в Средней Азии, на юге Западной Сибири, на Урале и Украине (Карпаты, Донецкий прогиб). Для опорных волн от выдержанных

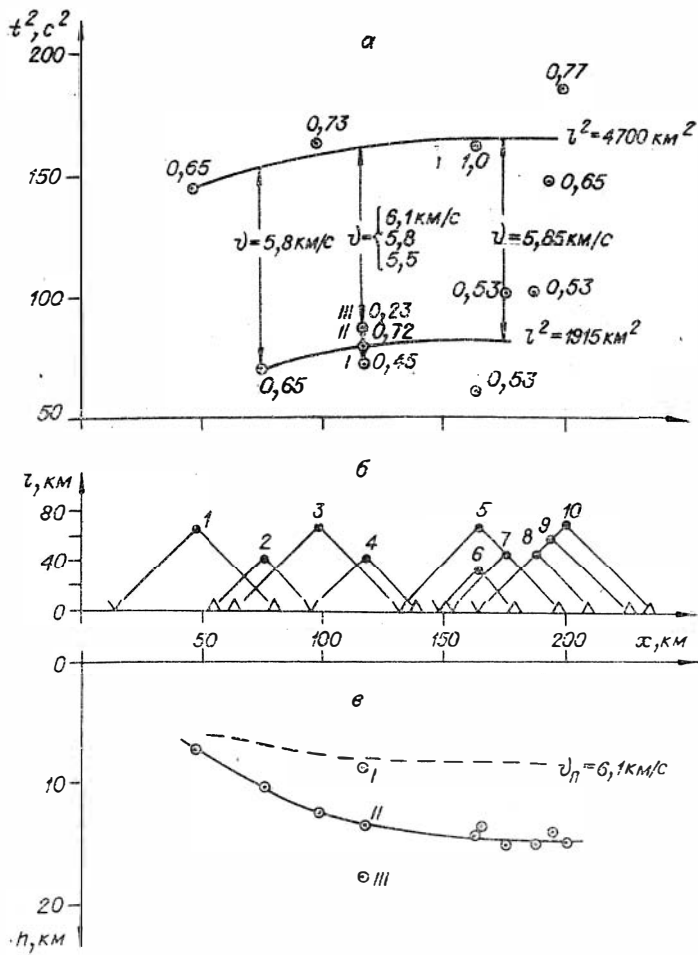


Рис. 45. Ангарский маршрут глубинных сейсмических зондирований.
 а — поле времен отраженной волны с оценками надежности дискретной корреляции;
 б — система наблюдений; в — сейсмический разрез.

границ (поверхности фундамента, раздела Мохоровичича и некоторых границ внутри консолидированной коры) расхождения с непрерывной корреляцией, как правило, были не более чем на одну-две фазы колебаний.

Формализация дискретной корреляции

Надежность изложенного неформализованного подхода к корреляции волн на зондированиях во многом зависит от опытности интерпретатора, который в некоторой степени всегда субъективен в своих оценках. Ниже рассматриваются вопросы получения объективных количественных оценок надежности идентификации волн на отдельных этапах дискретной корреляции. Вместе с тем при рекогносцировочных глубинных сейсмических исследованиях роль интерпретатора должна оставаться достаточно активной, поскольку в настоящее время еще много неясностей в вопросах даже об общих чертах модели земной коры и о природе регистрируемого волнового поля. Необходимо также учитывать значительную изменчивость условий на протяженных региональных профилях.

Формализация признаков. Используя по возможности большой статистический материал, строятся гистограммы для каждого признака. Для

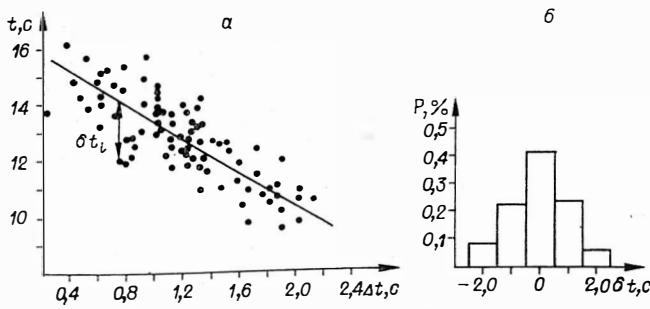


Рис. 46. Пример перехода от корреляционной зависимости двух признаков (а) к гистограмме (б). t — время отраженной волны; Δt — разность времен отражения волны в первых вступлениях на одной сейсмограмме.

всех признаков интервал группирования на гистограммах выбирается единообразно. Он может быть принят равным определенной части величины стандартного отклонения каждого признака. Очевидно, не следует использовать все функционально связанные признаки, например, такие как кажущаяся скорость и разность времен прихода волны к краям установ-

ки сейсмографов. Достаточно ограничиться одним из этих признаков.

Корреляционные зависимости между признаками удобно представлять в виде гистограммы отклонений от линии регрессии. Процедура перехода к гистограмме ясна из рис. 46, где изображена зависимость между двумя признаками волны (время вступления и разность времен отраженной и соответственно преломленной волны), от внутрикоровой границы на территории Западно-Сибирской низменности. Пользоваться такими гистограммами следует совместно с соответствующими линиями регрессии.

Признаки неравноценны по своей значимости. Поэтому возникает задача определения их весовых коэффициентов γ . Ниже принята оценка «веса» признака по итогам их испытаний на материале с известным правильным вариантом корреляции (эталон). За эталон лучше брать результаты непрерывной корреляции либо вариант дискретной корреляции, полученный совместно несколькими опытными интерпретаторами. Испытание состоит в идентификации волн только по одному признаку. Отношение числа совпадений с эталоном к общему числу испытаний рассматривается в качестве весового коэффициента данного признака. Веса совместно используемых признаков нормируются так, чтобы их сумма равнялась единице.

В качестве примера приведем весовые коэффициенты для волновых признаков, относящихся к отраженной и преломленной волнам от раздела Мохоровичича в закритической области удалений от источника (170—200 км) в районах Западной Сибири. При испытании на 50 сейсмограммах одинаковые веса ($\gamma = 0,15$) получили следующие признаки: времена прихода волны, разность времен, величины кажущихся скоростей и их отношение с учетом удаления от источника. Признак отношения амплитуд отраженной и преломленной волны обладает меньшим весом ($\gamma = 0,10$).

Рассмотрим две схемы оценки достоверности выделения волн. В эти схемы входят достаточно простые алгоритмы, доступные для использования в полевых условиях без применения электронно-вычислительных машин.

Схема I. Признаки коррелируемой волны и их взаимосвязи заданы в виде гистограмм. Характеристики конкурирующих волн неизвестны. Достоверность выделения волны по n признакам оценивается по величине «суммарной вероятности» P :

$$P = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \gamma_j P_j, \quad (\text{IV.16})$$

где γ_j и P_j — соответственно весовой коэффициент и вероятность (частота) j -го признака. Величина P_j снимается с гистограмм для данного значения признака. Гистограммы нормируются так, чтобы сумма произве-

дений максимальных вероятностей каждого признака на его весовой коэффициент равнялась единице.

$$\sum_{j=1}^n \gamma_j P_{j_{\max}} = 1. \quad (\text{IV.17})$$

При такой нормировке значения P будут заключены в интервале от 0 до 1. За искомую волну на данной сейсмограмме принимается та, которая максимизирует функцию P . Выделение волны считается тем более надежным, чем больше величина P . Доверительные интервалы для функции P лучше всего определить путем сравнения с результатами непрерывного профилирования. Условно выделение волны можно считать уверенным при $0,6 < P \leq 1$, удовлетворительным — при $0,12 \leq P \leq 0,6$ и ненадежным — при $P \leq 0,12$.

Схема II основана на применении алгоритма «голотип» [18]. Сущность операций состоит в следующем. Из ряда сейсмограмм, на которых достоверно выделена рассматриваемая волна, выбирается наиболее типичная запись этой волны, именуемая «голотип». Достоверность дискретной корреляции оценивается по степени близости волны к «голотипу».

Сейсмограммы, используемые для выбора «голотипа», сравниваются друг с другом, и в результате определяется коэффициент их подобия по каждому признаку.

$$\mu_j(\rho, q) = 1 - \frac{|\alpha_\rho^j - \alpha_q^j|}{m(j) - 1}. \quad (\text{IV.18})$$

Здесь ρ и q — номера сравниваемых сейсмограмм, j — номер признака, $m(j)$ — число интервалов у диапазона значений этого признака, α_ρ^j и α_q^j — порядковые номера интервалов признака, в которые попали сейсмограммы ρ и q .

Затем для каждой сейсмограммы вычисляются коэффициенты подобия по совокупности всех n признаков с учетом их весовых коэффициентов (γ_j).

$$\mu(\rho, q) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \gamma_j \mu_j(\rho, q). \quad (\text{IV.19})$$

Для каждой сейсмограммы находятся минимальное $\mu^-(\rho)$, максимальное $\mu^+(\rho)$ и среднееарифметическое $\bar{\mu}(\rho)$ значения коэффициента подобия; рассчитывается коэффициент типичности.

$$\eta(\rho) = \frac{\bar{\mu}(\rho)}{\mu^+(\rho) - \mu^-(\rho)}. \quad (\text{IV.20})$$

За «голотип» принимается сейсмограмма с самым большим коэффициентом типичности. Обозначим ее порядковый номер через r .

Оценка достоверности выделения волны на каждой новой сейсмограмме (s) производится по величине коэффициента подобия $\mu(s, r)$ между рассматриваемой волной и «голотипом». Значение $\mu(s, r)$ вычисляется по формуле (IV.19). Если $\mu(s, r) \geq \mu^+(r)$, то волна считается идентифицированной верно. При $\mu(s, r) < \mu^+(r)$ идентификация неверна.

Приведенное выше описание схем количественной оценки корреляции сделано применительно к ее первому этапу — выделению волн на сейсмограммах. Такие же оценки можно делать и на последующих этапах для совокупности зондирований, участков поля времен и сейсмического разреза. Примеры количественных оценок для совокупности зондирований подробно рассматриваются в работе [33].

Укажем некоторые различия рассмотренных схем оценок корреляции. В схеме I нужно располагать массовыми предварительными данными для построения гистограмм признаков. Поэтому ею можно пользоваться для достаточно изученных районов, когда накоплено определенное количество данных по основным признакам.

Схема II удобна тем, что может применяться на начальном этапе работ в новом районе. При этом, конечно, не исключается опасность выбора в качестве «голотипа» недостаточно типичного объекта по малому числу исходных данных.

Обе схемы опробованы на материалах глубинных сейсмических зондирований в Западной Сибири, и не отмечено существенных различий результатов по тому и другому способам. В подавляющем большинстве случаев оценки соответствуют решениям опытных интерпретаторов, значительно облегчают выбор определенного варианта корреляции на сложных участках.

Прояллюстрируем схему II на рассматривавшемся ранее примере корреляции отраженной волны по Ангарскому профилю. Условия на этом участке были во многом новыми, достаточный статистический материал отсутствовал.

«Голотип» определялся по пяти сейсмограммам, на которых волна выделяется достаточно уверенно. Использованы следующие волновые признаки: время прихода отражения (с учетом величины базы), время его запаздывания по отношению к волне в первых вступлениях, величина кажущейся скорости предыдущих волн, отношение амплитуды колебаний отраженной волны к средней амплитуде «фена» на данной сейсмограмме. «Голотипом» оказалась сейсмограмма (см. рис. 44,б) со значением $\mu^+(r) = 0,53$.

Корреляция выполнена по максимальным коэффициентам подобия $\mu(s, r)$ для конкурирующих волн на каждой сейсмограмме. Величины этого коэффициента выписаны на поле времен и на сейсмограммах (см. рис. 44, 45). Все они превосходят значение $\mu^+(r)$. Три варианта выделения волны (см. рис. 44, в) обладают существенно различными коэффициентами подобия: 0,45; 0,72 и 0,23. За верный принимается второй вариант.

§ 3. СПОСОБЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Способы определения значений скорости упругих волн и глубин залегания сейсмических границ по материалам маршрутных и площадных систем зондирований базируются на положениях, изложенных в главе II. Рассмотрим эти способы для отраженных, преломленных и рефрагированных волн, а также при совместном использовании волн разных типов. Для каждой из названных волн вначале даются расчетные формулы в случае простейшей модели среды, затем излагаются способы интерпретации для более сложных моделей. Рассматриваются также некоторые приемы использования динамических характеристик волн применительно к материалам точечных зондирований.

Маршрутные наблюдения

По результатам наблюдений вдоль маршрута строится двумерное поле $t(x, l_j)$ или $t^2(x, l_j^2)$, по которому находится распределение скоростей в среде и определяется положение сейсмических границ.

Отраженные волны. Расчетная формула для определения скорости v в покрывающей среде получается из соотношения (II. 37) путем перехода от дифференциалов к конечным приращениям времен и баз. Для любой

точки профиля x , по которому заданы две изолинии поля времен $t_1(x)$ и $t_2(x)$ с базами l_1 и l_2 , будем иметь

$$v(x) = \sqrt{\frac{l_2^2 - l_1^2}{t_2^2(x) - t_1^2(x)}} \cos \varphi. \quad (\text{IV.21})$$

Из уравнения (II.29) получается расчетная формула для глубин залегания отражающей границы по нормали к ней

$$h_m(x) = \frac{1}{2} \sqrt{v^2(x) t^2(x) - l^2 \cos^2 \varphi}. \quad (\text{IV.22})$$

Величину $\cos \varphi$ в случае малых углов наклона (до $10-15^\circ$) допустимо положить равной единице. При необходимости наклон границы можно выразить через вертикальный и горизонтальный градиенты поля времен (см. (II. 14)). На практике для учета влияния наклона границы удобно вначале построить разрез в предположении $\varphi = 0$, и определенные по нему приближенные значения угла наклона ввести в (IV. 21) и (IV. 22). Процесс приближения можно повторить, однако в этом обычно не возникает необходимости.

На результатах расчетов v и h_m кривизна отражающей границы в реальных условиях, как правило, сказывается мало.

Обратная задача по нахождению интегральных параметров среды v , h , φ может быть решена в более общем случае произвольного расположения центров зондирования (x_i, l_i, t_i) на линии наблюдений. Для этого достаточно иметь в принципе три зондирования. Совместим для простоты начало координат с первым зондированием, положив $x_1 = 0$, и отнесем глубину h к этой точке. Тогда, согласно работе [86], используя временную функцию $t^2(x, l^2)$, скорость v находится из уравнения:

$$Av^4 - 2Bv^2 + C = 0, \quad (\text{IV.23})$$

где

$$\begin{aligned} A &= [(t_2^2 - t_1^2)(\alpha + \gamma) - \beta\delta]^2 + 16Bx_3^2 [t_1^2(\alpha + \gamma) - \beta t_1^2]; \\ B &= [(l_2^2 - l_1^2)(\alpha + \gamma) - \alpha\delta][(t_2^2 - t_1^2)(\alpha + \gamma) - \beta\delta] + 8x_3^2 [\alpha(\alpha + \gamma)t_1^2 - \\ &\quad - \beta(\alpha - \gamma)t_1^2]; \\ C &= [(l_2^2 - l_1^2)(\alpha + \gamma) - \alpha\delta]^2 + 16\alpha\gamma l_1^2 x_3^2. \end{aligned}$$

В этих выражениях величины α , β , γ , δ имеют следующие значения:

$$\begin{aligned} \alpha &= x_3(l_2^2 - l_1^2) - x_2(l_3^2 - l_1^2), \\ \beta &= x_3(t_2^2 - t_1^2) - x_2(t_3^2 - t_1^2), \\ \gamma &= 4x_2x_3(x_3 - x_2), \\ \delta &= l_2^2 - l_1^2 - 4x_3^2. \end{aligned}$$

Глубина h находится по формуле (IV. 22), а угол φ из выражения

$$\sin^2 \varphi = \frac{\alpha - \beta v^2}{\alpha + \gamma}. \quad (\text{IV.24})$$

Если количество зондирований больше трех, то при решении обратной задачи необходимо использовать уравнение по способу наименьших квадратов.

Временную функцию в этом случае целесообразно записать в виде

$$\theta = a\lambda - b^2\lambda + (2bx + c)^2, \quad (\text{IV.25})$$

$$\text{где } \lambda = l^2; \theta = t^2; a = \frac{1}{v^2}; \quad b = \frac{\sin \varphi}{v}; \quad c = \frac{2H_0}{v},$$

H_0 — глубина в начале координат.

Параметры b и c , как показано в работе [78], находятся из системы двух нелинейных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} P_{10}b + P_{30}b^3 + P_{12}bc^2 + P_{21}b^2c + P_{01}c + P_{03}c^3 = 0, \\ Q_{10}b + Q_{30}b^3 + Q_{12}bc^2 + Q_{21}b^2c + Q_{01}c + Q_{03}c^3 = 0, \end{aligned} \right\} \quad (\text{IV.26})$$

где коэффициенты P_{ij} и Q_{ij} имеют значения:

$$\begin{aligned} P_{10} &= 2(\Sigma x^2 \lambda \cdot \Sigma \lambda \theta - \Sigma x^2 \theta \cdot \Sigma \lambda^2), \\ P_{30} &= 8[\Sigma x^4 \cdot \Sigma \lambda^2 - (\Sigma x^2 \lambda)^2], \\ P_{12} &= 2[3 \Sigma x^2 \cdot \Sigma \lambda - \Sigma x^2 \lambda \cdot \Sigma \lambda - 2(\Sigma x \lambda)^2], \\ P_{21} &= 12(\Sigma x^3 \cdot \Sigma \lambda^2 - \Sigma x \lambda \cdot \Sigma x^2 \lambda), \\ P_{01} &= \Sigma x \lambda \Sigma \lambda \theta - \Sigma x \theta \cdot \Sigma \lambda^2, \\ P_{03} &= \Sigma x \Sigma \lambda^2 - \Sigma \lambda \cdot \Sigma x \lambda, \\ Q_{10} &= 2P_{01}; \quad Q_{30} = \frac{2}{3}P_{21}; \quad Q_{12} = 6P_{03}; \quad Q_{21} = 2P_{12}; \\ Q_{01} &= \Sigma \lambda \cdot \Sigma \lambda \theta - \Sigma \lambda^2 \cdot \Sigma \theta, \quad Q_{03} = n \Sigma \lambda^2 - (\Sigma \lambda)^2, \end{aligned}$$

n — количество зондирований для данной отраженной волны.

Суммирование выполняется во всех случаях по всей совокупности наблюдений. Система (IV. 26) решается методом итераций по специальным программам на ЭВМ. Параметр a находится из уравнения:

$$a = \frac{1}{\Sigma \lambda^2} [\Sigma \lambda \theta - b^2 \Sigma \lambda (4x^2 - \lambda) - c^2 \Sigma \lambda - 4bc \Sigma x \lambda]. \quad (\text{IV.27})$$

В случае вертикального градиента скорости в покрывающем слое будет получена эффективная скорость. Она определяется, в частности, по двум линиям $l_j = \text{const}$, т. е. на фиксированном удалении от источников. Поэтому во многих случаях ее отличие от лучевой скорости будет практически постоянным для разных точек профиля. Влияние градиента скорости в верхней среде будет сказываться в основном на глубине залегания границы и мало повлияет на ее форму, поскольку последняя определяется характером кривой $l_j = \text{const}$. В этом состоит существенное преимущество перед расчетом по географам, когда требуется знать лучевые скорости для различных расстояний между источником и приемником.

Нередко отраженные волны (например, отражения от поверхности Мохоровичича) регистрируются на очень больших расстояниях от источника, значительно превышающих глубину залегания границы. В этом случае эффективные скорости будут существенно отличаться от средних и лучевых. В таких условиях целесообразно вместо эффективной скорости определять другой параметр, наилучшим образом характеризующий особенности градиентной среды. Это можно сделать, если имеются некоторые данные о зависимости скорости от глубины, например начальная скорость v и общий вид функции $v(z)$. Задача может быть решена аналитически либо графически. Например, для функции $v(z) = v_0(1 + \beta_n z)^{1/n}$, где n — целое число, графическое решение заключается в подборе по соответствующим лучевым диаграммам [83] такого значения β_n при заданных v_0 и n , чтобы точки с координатами $(\beta_n l_1, v_0 \beta_n t_1)$ и $(\beta_n l_2, v_0 \beta_n t_2)$ находились на прямой, параллельной оси диаграммы. Найденное значение β_n следует считать эффективным, если действительный вид функции $v(z)$ существенно отличается от принятой зависимости. Но каково бы ни было это отличие, эффект кривизны сейсмических лучей будет учтен, и точность построений будет более высокой, чем при использовании способа средних скоростей.

Учет отличия эффективных глубин от истинных может быть выполнен также с использованием заданной зависимости эффективной скорости от глубины [112]. Для этого реальной среде ставится в соответствие мо-

дель с некоторым вертикальным распределением истинной скорости, считая приближенно, что значения эффективной и средней скорости равны. Для этой модели находится поправка для приведения эффективной скорости к лучевой, используемой затем при вычислении глубин. Расчеты на типовых моделях земной коры показывают высокую точность такого приближенного способа.

При многослойной покрывающей среде (в том числе и с криволинейными границами) задача интерпретации может быть сведена к случаю двухслойной модели путем пересчета поля времен рассматриваемой волны на более глубокий уровень, совпадающий с кровлей слоя под соответствующей отражающей границей. Пересчет поля времен осуществляется способом, изложенным в гл. II § 2. Наиболее благоприятна ситуация, когда от границ всех слоев зарегистрированы отраженные волны. В этом случае использование способа пересчета и формул (IV. 21) и (IV. 22) позволяет определить рельеф границ и пластовые скорости в слоях.

Преломленные волны. Из выражений (II.16) и (II.31) получаются следующие расчетные формулы для распределения граничной скорости и глубин вдоль профиля, на котором заданы две изолинии поля времен:

$$v_r(x) = \frac{l_2 - l_1}{t_2(x) - t_1(x)} \cos \varphi, \quad (IV.28)$$

$$h_m(x) = \frac{v}{2 \cos i} \left(t(x) - \frac{l}{v_r(x)} \cos \varphi \right). \quad (IV.29)$$

Эти формулы справедливы для плоской преломляющей границы с неизменной величиной v_r на участке протяженностью $l - 2h_m \operatorname{tgi}$ (l — максимальная база зондирований, h_m — глубина по нормали к границе в центре базы). Они применяются и при обработке данных по системам А, Б, Г (см. рис. 23).

Для систем зондирований типа Д (см. рис. 23) значение t_0 рассчитывается по формуле

$$t_0 = \frac{t_2 l_1 - t_1 l_2}{l_2 - l_1} \quad (IV.30)$$

и относится к точке с абсциссой $x = \frac{l_1}{1 + \frac{R}{S}}$, где R — расстояние между

пунктами взрыва, S — расстояние между точками наблюдений, начало оси x совмещено с левым краем системы.

Как и в случае отраженных волн, влиянием наклона границ при малых углах φ (до $10-15^\circ$) можно пренебречь. Учет влияния наклона границы возможен путем использования градиентов поля времен (см. (II. 17)) или путем последовательных приближений, как было указано выше для отраженных волн.

Обратная задача может быть решена также при произвольном распределении зондирований на линии наблюдений. Представим временную функцию в виде:

где

$$t = t_0 + rx + Sl,$$

$$t_0 = 2h_0 \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_r^2}}, \quad r = 2 \sin \varphi \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_r^2}}, \quad S = \frac{1}{v_r} - \cos \varphi.$$

При произвольном числе зондирований указанные параметры находятся из системы линейных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} nt_0 + r \sum x + S \sum l &= \sum t, \\ t_0 \sum x + r \sum x^2 + S \sum xl &= \sum xt, \\ t_0 \sum l + r \sum xl + S \sum l^2 &= \sum lt, \end{aligned} \right\}$$

решение которой выполняется по стандартным программам на ЭВМ.

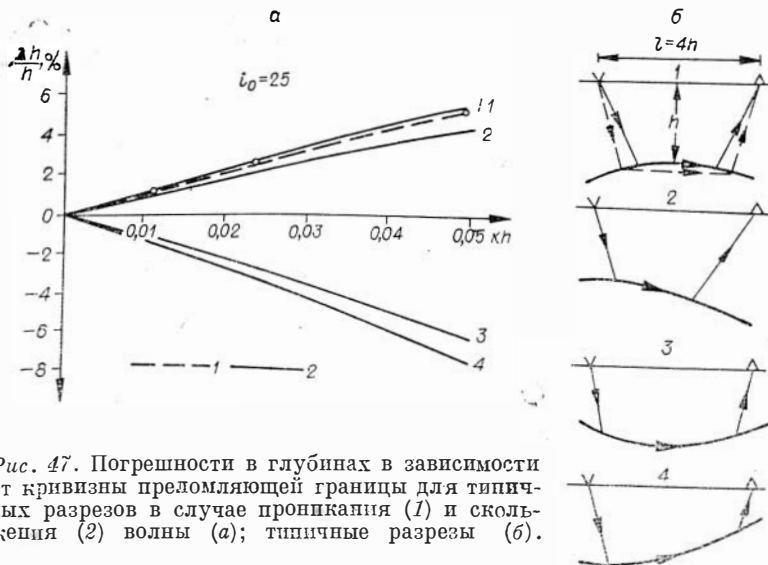


Рис. 47. Погрешности в глубинах в зависимости от кривизны преломляющей границы для типичных разрезов в случае проникания (1) и скольжения (2) волны (а); типичные разрезы (б).

Переход к параметрам h_0 , v_r , φ возможен при заданной скорости в покрывающей среде.

Оценим влияние криволинейности преломляющей границы на результаты расчетов глубин и граничной скорости.

Будем считать, что преломляющая граница аппроксимируется дугой окружности с радиусом $R = \frac{1}{k}$. Воспользовавшись соответствующим уравнением (II. 32) линии $l = \text{const}$, найдем погрешность в глубине как разность величины h , определенной по формуле (IV. 29) путем подстановки в нее времени t из (II. 32), и истинным значением глубины в центре зондирования. Граничная скорость считается известной точно. Опуская промежуточные выкладки, приведем формулы относительных погрешностей в характерных случаях. При расположении середины базы зондирования над центром круговой границы имеем [59]

$$\frac{\bar{h}-h}{h} = \frac{\text{tg } i}{kh} \left[\pm \text{ctg } i \pm i \pm A \arctg \frac{k(lA + 2h) + 2}{k(2hA - l) + 2A} - \frac{kl}{2} \right] - 1. \quad (\text{IV. 31})$$

Если центр круговой границы находится на вертикали под источником или приемником, то

$$\frac{\bar{h}-h}{h} = \frac{1}{2kh} \left[\left(\pm 2i \pm A \pm B + \arctg \frac{kl}{1+kh} \pm \arctg \frac{A+B}{AB-1} - kl \right) \text{tg } i \pm 2 \sqrt{1 - \frac{k^2 h^2}{4} \pm 4} \right] - 1. \quad (\text{IV. 32})$$

В формулах (IV. 31) и (IV. 32) верхние знаки соответствуют вогнутой границе, нижние — выпуклой. Начало координат отнесено к левому краю зондирования. Условные обозначения те же, что и в формуле (II. 32).

На рис. 47 приведены графики относительных погрешностей в глубинах, рассчитанные по формулам (IV. 31) и (IV. 32) для условий исследования поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты ($i = 25^\circ$, $\frac{l}{h} = 4$). Искажения увеличиваются с ростом базы зондирования, кривизны и глубины залегания границы. При вогнутой форме преломляющей поверхности глубины занижаются, на выпуклых участках — завышаются, т. е. структурные формы сглаживаются. Проникание лучей во вторую среду на выпуклых участках (см. рис. 47) не изменяет существенно вели-

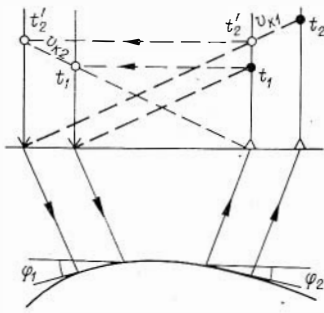


Рис. 48. К оценке искажений граничной скорости в случае криволинейной преломляющей границы.

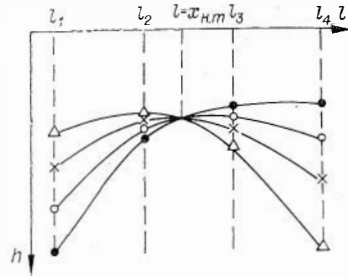


Рис. 49. К определению абсциссы начальной точки головной волны по полю времен.

чины погрешности. Значения kh обычно не превосходят 0.01—0.02, соответствующие искажения не превышают 1—2% от полного значения глубины.

Рассмотрим влияние криволинейности преломляющей поверхности на величину граничной скорости. Обращаясь к рис. 48, где изображена система двух симметрично расположенных зондирований, элементы годографов и соответствующая лучевая схема, можно показать, что определение граничной скорости по формуле (IV. 28) равнозначно вычислению этого параметра по известному соотношению:

$$\frac{1}{v_r} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{v_{h1}} + \frac{1}{v_{h2}} \right) \cdot \frac{1}{\cos \varphi}$$

Входящие в это выражение кажущиеся скорости равны:

$$v_{h1} = \frac{v}{\sin(i + \varphi_1)}, \quad v_{h2} = \frac{v}{\sin(i + \varphi_2)}$$

Погрешности определения v_r обусловлены различием углов наклона φ_1 и φ_2 на участках границы, к которым относятся значения кажущейся скорости.

Используя записанные соотношения, получим после простых преобразований следующую формулу для относительной погрешности в граничной скорости:

$$\frac{\bar{v}_r - v_r}{v_r} = \left[\left(\cos \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2} + \operatorname{ctg} i \cdot \sin \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2} \right) \cos \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2} \right]^{-1} - 1, \quad (\text{IV.33})$$

где \bar{v}_r — граничная скорость без учета кривизны, v_r — истинное ее значение. Углы φ_1 и φ_2 считаются положительными, если соответствующие значения кажущихся скоростей определены по падению границы и отрицательными — в направлении восстания.

При углах φ_1 и φ_2 не более 10—15°

$$\frac{\bar{v}_r - v_r}{v_r} \approx - \left(1 - \frac{\operatorname{tg} i}{\sin \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2}} \right)^{-1}. \quad (\text{IV.33}')$$

Из соотношений (IV. 33) следует, что на выпуклых участках границы граничная скорость получается заниженной (углы φ_1 и φ_2 положительны), над вогнутыми участками скорость завышается. Искажения более значительны для малых величин критического угла i . В типичных условиях ощутимые искажения получаются при различии углов наклона в несколько градусов.

Если строить границы с граничными скоростями, найденными без учета кривизны границы, то погрешности в глубинах противоположны по знаку тем, которые имеют место при точном значении v_r . В связи с этим возможна компенсация искажений глубин, однако она не является полной, и для получения правильного представления о форме границы необходимо учитывать возникающие искажения.

Существует несколько приемов учета влияния криволинейности преломляющей границы при определении глубин и граничной скорости [59, 79, 98]. Наиболее корректным является способ, основанный на изложенном в гл. II § 2 пересчете поля времен с уменьшением баз. Поле пересчитывается так, чтобы одна из изолиний имела базу, близкую по величине к абсциссе начальной точки ($x_{н.т}$) головной волны. Величина $x_{н.т} = 2htgi$ может быть оценена по предварительным данным о v_r и h или более строго — по полю $t(x, l_j)$. В последнем случае в фиксированной точке профиля по формуле (IV. 29) рассчитываются глубины для ряда баз при различных значениях и строятся графики, изображенные на рис. 49. Величина $x_{н.т}$ определяется по пересечению линий $v_r = \text{const}$, так как при $l = x_{н.т}$ глубины не зависят от значения v_r .

По двум пересчитанным изолиниям поля, одна из которых соответствует базе, близкой к $x_{н.т}$, определяется граничная скорость по формуле (IV. 28). Результат пересчета мало зависит от кривизны границы и непостоянства v_r , так как прямолинейность границы и выдержанность скорости в этом случае предполагаются на значительно меньшем интервале, имеющем протяженность, примерно равную разности использованных баз. Для расчета глубин используется изолиния с $l \approx x_{н.т}$. Допущения о строении среды в этом случае будут наименее жесткими, примерно такими же, как и в известном способе сопряженных точек.

При интерпретации систем типа В и Е, изображенных на рис. 23, делаются допущения, подобные таковым при применении способа t_0 , широко используемого в КМПВ. По данным систем В₁ и В₂, значения t_0 и v_r определяются по формулам (II. 54) и (II. 65'). Если известны значения t_0 в пунктах О₁ и О₂, то величина v_r может быть получена более точно:

$$\left. \begin{aligned} v_r &= \frac{2l_1}{t_1 + T - t_2 + t_{01}}, \\ v_r &= \frac{2l_2}{t_2 + T - t_1 + t_{02}}, \end{aligned} \right\} \quad (\text{IV.34})$$

где t_{01} и t_{02} — значение t_0 при пунктах взрыва О₁ и О₂.

Для систем наблюдений типа Е₁ и Е₂ значение t_0 можно определить по формулам:

$$\left. \begin{aligned} t_{0Е_1} &= t_a + t_b + t_c - t_{a_1} - t_{b_1}, \\ t_{0Е_2} &= t_a + t_b + t_c + t_d - t_{a_1} - t_{b_1} - t_{c_1}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{IV.35})$$

При значительном вертикальном градиенте скорости в преломляющей среде может потребоваться учет эффекта проникания сейсмических лучей. Для этого целесообразно привести наблюдаемые значения времен к значениям, соответствующим однородной преломляющей среде. В частном случае линейного нарастания скорости по закону

$$v_r = v_{r_0}(1 + \beta z),$$

где v_{r_0} — скорость на преломляющей поверхности, β — градиент, при горизонтальном залегании границы имеет место соотношение [92]

$$t = \frac{2h \cos i_0}{v} + \frac{l}{v_{r_0}} - \frac{\beta^2}{24v_{r_0}}(l - x_{н.т})^3,$$

откуда следует, что искомая поправка равна третьему члену в правой части приведенного уравнения. Величины $x_{н.т}$ и v_{r_0} берутся по результатам обработки без учета влияния градиента скорости. Этим приемом мож-

но пользоваться приближенно и при нелинейной зависимости скорости от глубины, если ввести понятие среднего градиента [88]. Способы оценки и учета явления проникания по так называемому схождению нагоняющих годографов рассмотрены в работе [78].

Совместное использование отраженных и преломленных волн от одной границы. Рассмотрим систему двух симметрично расположенных зондирований с базами l_1 и l_2 с совмещенными центрами (рис. 50). На одном из них зарегистрирована отраженная волна ($t_{отр}$), на другом — преломленная ($t_{пр}$) от той же границы. При записи обеих волн на одной сейсмограмме ($l_1 = l_2$) имеем предельно простую систему из одного источника и приемной установки. Последний случай обычно имеет место при изучении раздела Мохоровичича. Для модели, изображенной на рис. 50, имеем:

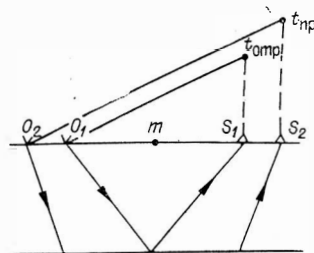


Рис. 50. Система симметричных зондирований отраженными и преломленными волнами.

$$\left. \begin{aligned} t_{отр}^2 &= \frac{4h_m^2}{v^2} - \frac{L_1^2}{v^2}, \\ t_{пр} &= \frac{2h_m}{v} \sqrt{1 - \frac{v^2}{v_r^2}} + \frac{L_2}{v_r}, \end{aligned} \right\} \quad (IV.36)$$

где $L_{1,2} = l_{1,2} \cos \varphi$. Влияние наклона границы, как показано выше, при необходимости может быть учтено по совокупности наблюдений.

Исключив из последнего уравнения величину h , получим

$$\left(t_{пр} - \frac{L_2}{v_r} \right)^2 = \left(t_{отр}^2 - \frac{L_1^2}{v^2} \right) \left(1 - \frac{v^2}{v_r^2} \right),$$

где неизвестными являются два параметра: v и v_r . Любой из них может быть найден, если известен второй.

При известном значении скорости в покрывающей среде находится граничная скорость

$$v_r = \frac{v}{C^2 - 1} (CD + \sqrt{D^2 - C^2 + 1}), \quad (IV.37)$$

где

$$C^2 = \frac{v^2 \cdot t_{пр}^2}{v^2 \cdot t_{отр}^2 - L_1^2}, \quad D^2 = \frac{L_2^2}{v^2 t_{отр}^2 - L_1^2}.$$

Для массовых расчетов целесообразно пользоваться номограммой в системе координат $1/C$ и $L_2/vt_{пр}$, в которой линии с параметром v_r/v будут прямыми.

Если известна граничная скорость, то величина v находится по формуле

$$v^2 = \frac{v_r^2}{2} [F - E + 1 \pm \sqrt{(E - F - 1)^2 - 4F}], \quad (IV.38)$$

где

$$E = \frac{\left(t_{пр} - \frac{L_2}{v_r} \right)^2}{t_{отр}^2}, \quad F = \frac{L_1^2}{v_r^2 \cdot t_{отр}^2}.$$

Перед радикалом берется знак «плюс», если используются докритические отражения, и «минус» — для отражений за критическим углом. При

массовых вычислениях можно использовать номограмму, приведенную в работе [100].

При интерпретации данных по серии зондирований целесообразно рассматривать комбинированное поле времен отраженной и преломленной волн. Для полного решения задачи — определения скоростей v и v_r и построения разреза — достаточно иметь три линии $l_j = \text{const}$: две для одной из волн и одну для другой. По первым двум изолиниям находится один из упругих параметров (v или v_r). Затем изложенным выше способом определяются значения второго параметра. Глубины вычисляются обычными приемами, предпочтительно по данным отраженных волн. Преломленные волны используются для контроля.

Комбинированная методика особенно эффективна при использовании закритических отражений, регистрировавшихся на тех же сейсмограммах, что и преломленная волна от данной границы. Система зондирований включает только две базы. Такая методика широко применяется при исследовании подошвы земной коры.

Кроме отраженных и преломленных волн от одной границы, в методике точных зондирований совместно используются продольные и обменные (проходящие и преломленные) волны, в частности для построения поверхности фундамента платформ, обычно характеризующейся значительным перепадом упругих свойств. Способы определения глубин в этом случае широко известны [20, 90].

Рефрагированные волны. По полю $t(x, l_j)$ находится распределение скоростей в плоскости сейсмического разреза. Определяются пластовые скорости (v_n) и соответствующие глубины проникания сейсмического луча, затем путем интерполяции строится поле линий $v_n = \text{const}$. В случае относительно простого строения среды, когда скорость зависит в основном только от глубины, можно воспользоваться строгими или приближенными приемами интерпретации, разработанными для годографов рефрагированных волн. При сложной форме изолиний скорости применяются специальные способы.

Рассмотрим вначале особенности первого подхода, считая в пределах паксимальной базы зондирования линии $v_n = \text{const}$ прямыми с относительно небольшим наклоном φ к горизонту. По полю времен целесообразно построить не обычные годографы, а функцию $t(l)_{x=\text{const}}$ для ряда миксированных точек профиля. Переход к этой функции позволяет в значительной степени уменьшить искажающее влияние горизонтального градиента скорости, так как она ближе к годографу для случая горизонтальных изолиний скорости, чем наблюдаемый годограф. Покажем это на примере линейного изменения скорости по осям x и z с градиентами α и β по закону

$$v(x, z) = v_0(1 + \alpha x + \beta z) \quad ,$$

Воспользовавшись соответствующими выражениями из работ [53, 54], получим после преобразований:

$$\Delta_1 = \frac{t_{\varphi} - t_{\varphi=0}}{t_{\varphi=0}} = \frac{\text{arsh} \frac{\beta x}{2 \sqrt{1 - \frac{1}{4} \beta^2 x^2 \text{tg}^2 \varphi \cos \varphi}}}{\text{arsh} \frac{\beta x}{2}} \cos \varphi - 1, \quad (\text{IV.39})$$

$$\Delta_2 = \frac{t(l)_{x=\text{const}} - t_{\varphi=0}}{t_{\varphi=0}} = \frac{\text{arsh} \frac{\beta x}{2 \sqrt{1 - \frac{1}{4} \beta^2 x^2 \text{tg}^2 \varphi \cdot \cos \varphi}}}{\text{arsh} \frac{\beta x}{2}} \cdot \cos \varphi - 1. \quad (\text{IV.39}')$$

Первое выражение характеризует относительное расхождение годографов t_{φ} и $t_{\varphi=0}$ для случаев $\alpha \neq 0$ и $\alpha = 0$ (остальные параметры неизмен-

ны), второе — то же расхождение для функции $t(l)_{x=\text{const}}$. Точка, к которой относится эта функция, совмещена с источником колебаний ($x = 0$) для рассматриваемых годографов. В данном случае $x = l$.

По формулам (IV. 39) рассчитаны графики относительных отклонений (рис. 51). Величина Δ_2 значительно меньше, чем Δ_1 . Рассматривая величину β как средний градиент скорости, по полученным графикам можно оценивать влияние негоризонтальности изолиний скорости на времени $t(l)_{x=\text{const}}$ в конкретных условиях. Обычно это влияние пренебрежимо мало при $\varphi \leq 10^\circ$. Так, для условий ГСЗ можно принять $\beta = 0,01 \text{ км}^{-1}$, $\varphi = 10^\circ$, $x = 100 \text{ км}$. Соответствующее значение Δ_2 составляет всего лишь 0,002, что отвечает абсолютному расхождению около 0,03 с. Следовательно, по функции $t(l)_{x=\text{const}}$, как по годографу, можно во многих случаях определять зависимость $v(z)$ без учета горизонтального градиента скорости.

При интерпретации могут использоваться известный строгий способ Вихерта — Герглотца — Чибисова либо приближенные приемы [42, 101 и др.]. Применение строгих способов оправдано только в случае достаточно полных исходных данных. В остальных, более распространенных случаях предпочтительнее более простые приближенные способы, которые при определенных допущениях о виде годографа или закона изменения скорости позволяют интерпретировать неполные годографы и их элементы.

Если наклон изолиний скорости превышает 10° , необходим учет горизонтального градиента скорости. Строгое решение задачи интерпретации поля времен рефрагированных волн в этом случае получено только для линейной зависимости скорости от координат x и z [72]. На основе этого решения в указанной работе построен приближенный способ последовательных приближений для нелинейного изменения скорости. При расчетах используются градиенты поля времен.

В ряде случаев распределение скоростей в среде в пределах максимальной базы зондирования нельзя с требуемой точностью аппроксимировать семейством прямых линий $v_{\text{н}} = \text{const}$. Часто встречающимся видом такой сложной среды является вертикально-блоковая модель*. В подобных условиях искажения результатов, получаемых указанными выше приемами интерпретации рефрагированных волн, будут тем меньше, чем меньше базы зондирования. Уменьшить величины баз без потери глубинности разведки можно искусственно путем последовательного пересчета наблюдаемого поля времени на все более глубокие уровни, используя для этого обоснованный в гл. II, § 2 прием приведения поля к новой линии наблюдений. По зондированиям с малыми базами находится распре-

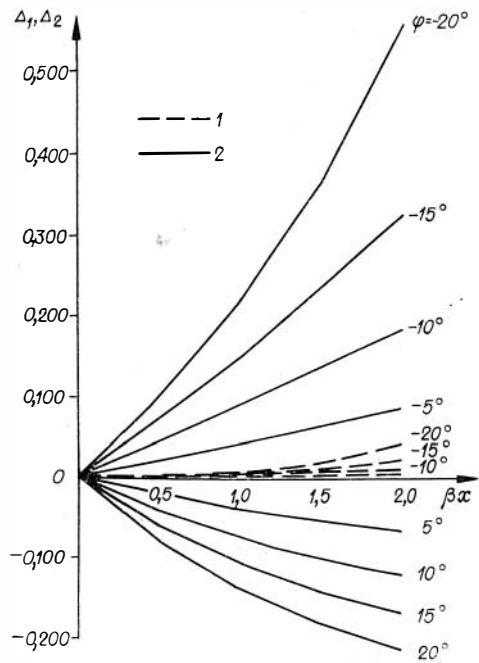


Рис. 51. Графики относительных отклонений времен рефрагированной волны: 1 — для функции $t(l)_{x=\text{const}}$; 2 — для наблюдаемых годографов.

* Постановка и алгоритмы решения задачи по системе годографов рефрагированных волн для непрерывно-неоднородной среды рассмотрены в работе [11].

деление скоростей в верхней части разреза. Оставшиеся линии $l_j = \text{const}$ пересчитываются на уровень, выше которого строение среды изучено. Процесс повторяется до достижения глубин проникания сейсмических лучей, соответствующих максимальным базам. Большое число пересчетов делать нецелесообразно, так как это может привести к недопустимому накоплению погрешностей.

Учет влияния поверхностных неоднородностей. Поверхностные неоднородности, влияние которых необходимо учитывать при рекогносцировочных глубинных сейсмических исследованиях, как правило, вызываются невыдержанностью мощности и упругих свойств осадочного чехла, особенно если он сложен терригенными породами. Обычный прием учета состоит в приведении времен прихода глубинных волн к уровню вблизи подошвы осадочного слоя (поверхности складчатого или кристаллического фундамента). Пересчет поля $t(x, l_j)$ к этому уровню осуществляется ранее изложенным способом (гл. II, § 2).

Рассмотрим приемы учета влияния поверхностных неоднородностей и возможности их выявления, когда строение верхней части разреза неизвестно, а заданы только две изолинии поля времен глубиной волны.

Выше (гл. II, § 2) было показано, что поверхностные неоднородности неодинаково искажают изолинии поля $t(x, l_j)$ глубинных волн, что приводит к искажениям в получаемых значениях скоростей (средних, граничных, пластовых). Искажения скоростей будут устранены, если исходное поле преобразовать так, чтобы поверхностные неоднородности проявлялись одинаково на обеих линиях $l_j = \text{const}$.

Будем считать, что выполняются следующие два условия: 1) неискаженные изолинии поля времен на интервале профиля, не превосходящем по протяженности наибольшую из баз зондирований, могут быть аппроксимированы прямыми линиями. При постоянных скоростях в среде этому условию соответствует локально-плоская преломляющая граница и отражающая граница в виде отрезка гиперболы; 2) скорости распространения упругих волн в верхней неоднородной толще значительно меньше, чем в подстилающих породах. Выполнение указанных условий на практике подробно обсуждено в работе [62]. Если они соблюдены, то уравнение любой изолинии поля с базой l_j запишется следующим образом:

$$t_j(x) = a_j + k_j x + \delta\left(x - \frac{l_j}{2}\right) + \delta\left(x + \frac{l_j}{2}\right), \quad (\text{IV.40})$$

где $t_j(x)$ — наблюдаемое значение времени, $t'_j(x) = a_j + k_j x$ — неискаженное время, $\delta(x)$ — поверхностное искажение.

Решим задачу: имея две изолинии наблюдаемого поля $t_1(x)$ и $t_2(x)$, преобразовать вторую изолинию так, чтобы влияние неоднородностей на ней было распределено так же, как и на первой, т. е. найти

$$\tilde{t}_2(x) = t'_2(x) + \delta\left(x - \frac{l_1}{2}\right) + \delta\left(x + \frac{l_1}{2}\right).$$

Для системы зондирований на рис. 52, а будем иметь (начало координат в центре системы):

$$t_1\left(-\frac{l_2}{2}\right) = a_1 - k_1 \frac{l_2}{2} + \delta\left(-\frac{l_2 + l_1}{2}\right) + \delta\left(-\frac{l_2 - l_1}{2}\right),$$

$$t_1(0) = a_1 + \delta\left(-\frac{l_1}{2}\right) + \delta\left(\frac{l_1}{2}\right),$$

$$t_1\left(\frac{l_2}{2}\right) = a_1 + k_1 \frac{l_2}{2} + \delta\left(\frac{l_2 - l_1}{2}\right) + \delta\left(\frac{l_2 + l_1}{2}\right),$$

$$t_2\left(-\frac{l_1}{2}\right) = a_2 - k_2 \frac{l_1}{2} + \delta\left(-\frac{l_2 - l_1}{2}\right) + \delta\left(\frac{l_2 - l_1}{2}\right),$$

$$t_2\left(\frac{l_1}{2}\right) = a_2 + k_2 \frac{l_1}{2} + \delta\left(-\frac{l_2 - l_1}{2}\right) + \delta\left(\frac{l_2 + l_1}{2}\right).$$

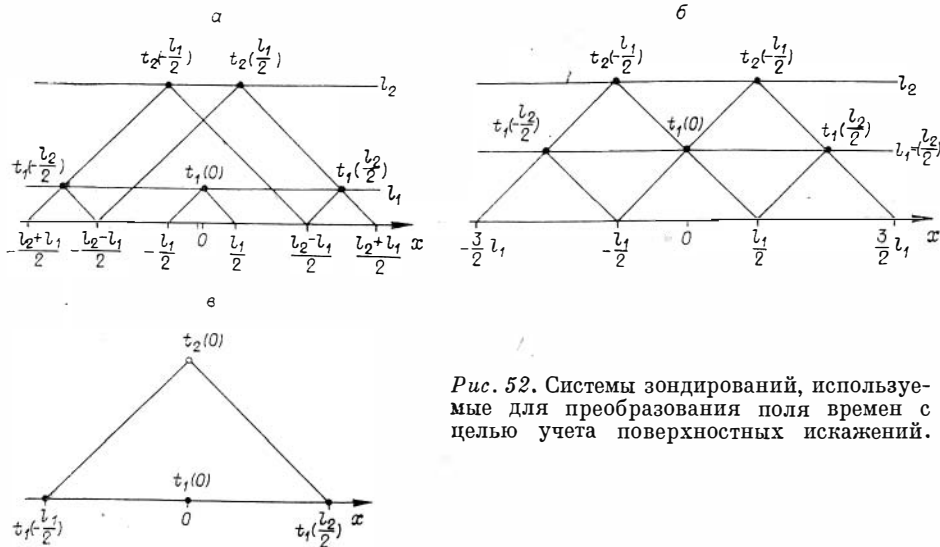


Рис. 52. Системы зондирований, используемые для преобразования поля времен с целью учета поверхностных искажений.

Используя эти уравнения, составим выражение

$$\begin{aligned}
 t_2\left(-\frac{l_1}{2}\right) + t_2\left(\frac{l_1}{2}\right) - t_1\left(-\frac{l_2}{2}\right) + 2t_1(0) - t_1\left(\frac{l_2}{2}\right) = \\
 = a_2 - k_2\left(\frac{l_1}{2}\right) + \delta\left(-\frac{l_2-l_1}{2}\right) + \delta\left(\frac{l_2-l_1}{2}\right) + a_2 + k_2\frac{l_1}{2} + \\
 + \delta\left(-\frac{l_2-l_1}{2}\right) + \delta\left(\frac{l_2+l_1}{2}\right) - a_1 + k_1\frac{l_2}{2} - \delta\left(-\frac{l_2+l_1}{2}\right) - \\
 - \delta\left(-\frac{l_2-l_1}{2}\right) + 2a_1 + 2\delta\left(-\frac{l_1}{2}\right) + 2\delta\left(\frac{l_1}{2}\right) - a_1 - k_1\frac{l_2}{2} - \\
 - \delta\left(\frac{l_2-l_1}{2}\right) - \delta\left(\frac{l_2-l_1}{2}\right) = 2\left[a_2 + \delta\left(-\frac{l_1}{2}\right) + \delta\left(\frac{l_1}{2}\right)\right].
 \end{aligned}$$

Выражение в квадратных скобках равно искомому времени $\tilde{t}_2(0)$. Поскольку начало координат было выбрано произвольно, то для любой точки профиля будем иметь

$$\tilde{t}_2(x) = \frac{1}{2}\left[t_2\left(x - \frac{l_1}{2}\right) + t_2\left(x + \frac{l_1}{2}\right) - t_1\left(x - \frac{l_2}{2}\right) + 2t_1(x) - t_1\left(x + \frac{l_2}{2}\right)\right]. \quad (\text{IV.41})$$

Найденное преобразование справедливо для любых монотипных волн и может осуществляться как по полю времен, построенному с необходимой детальностью, так и по специально полученным значениям времен, соответствующим системе зондирований на рис. 52.

Граничные и пластовые скорости, вычисленные по преобразованным полям времени преломленных и рефрагированных волн, не будут искажены, так как разность времен в соответствующих расчетных формулах не содержит поверхностных искажений. В случае отраженных волн при расчете скорости в покрывающей среде используется разность квадратов времен, поэтому влияние неоднородностей полностью не исключается. Если представить неоднородную часть разреза в виде пласта переменной мощности, то по преобразованному полю времен отраженной волны будет найдена эффективная скорость для двухслойной среды, в которой параметры верхнего слоя равны среднеарифметическому из значений в точках $x - \frac{l}{2}$ и $x + \frac{l_1}{2}$.

Весьма интересным является выделение из наблюдаемого поля функции поверхностных искажений δx , которая характеризует время «запаздывания» глубинной волны при прохождении через верхнюю неоднородную часть разреза с пониженной скоростью.

Образует разность наблюдаемого и преобразованного времен для одной и той же базы:

$$t - \tilde{t} = \delta \left(x - \frac{l_1}{2} \right) + \delta \left(x + \frac{l_1}{2} \right) - \delta \left(x - \frac{l_2}{2} \right) - \delta \left(x + \frac{l_2}{2} \right). \quad (\text{IV.42})$$

Функцию $\delta(x)$ представим в виде степенного ряда

$$\delta(x) = c_0 + c_1 x + c_2 x^2 + c_3 x^3 + \dots = c_0 + c_1 x + \Delta(x), \quad (\text{IV.43})$$

где $\Delta(x)$ — нелинейная часть функции.

После подстановки (IV.43) в (IV.42) получим

$$t - \tilde{t} = \Delta \left(x - \frac{l_1}{2} \right) + \Delta \left(x + \frac{l_1}{2} \right) - \Delta \left(x - \frac{l_2}{2} \right) - \Delta \left(x + \frac{l_2}{2} \right). \quad (\text{IV.42}')$$

Следовательно, разность наблюдаемого и преобразованного времен определяется только нелинейной частью функции поверхностных искажений. Поэтому распределение поверхностных искажений можно определить не полностью, а с точностью до ее линейной составляющей.

Перейдем к спектральному представлению выражения (IV.42').

$$\begin{aligned} S_{t-\tilde{t}}(\omega) &= S_{\Delta}(\omega) \left(e^{-i\omega \frac{l_1}{2}} + e^{i\omega \frac{l_1}{2}} - e^{-i\omega \frac{l_2}{2}} - e^{i\omega \frac{l_2}{2}} \right) = \\ &= 2 \left(\cos \omega \frac{l_1}{2} - \cos \omega \frac{l_2}{2} \right) \cdot S_{\Delta}(\omega), \end{aligned}$$

где $S_{t-\tilde{t}}(\omega)$ и $S_{\Delta}(\omega)$ — комплексные спектры функций $t - \tilde{t}$ и $\Delta(x)$. Найдем спектр нелинейной части поверхностных искажений:

$$S_{\Delta}(\omega) = \frac{S_{t-\tilde{t}}(\omega)}{2 \left(\cos \omega \frac{l_1}{2} - \cos \omega \frac{l_2}{2} \right)}.$$

Путем обратного преобразования Фурье получим искомую функцию распределения нелинейной части поверхностных искажений:

$$\Delta(x) = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{S_{t-\tilde{t}}(\omega)}{\cos \omega \frac{l_1}{2} - \cos \omega \frac{l_2}{2}} \cdot e^{i\omega x} d\omega. \quad (\text{IV.44})$$

Этот результат можно рассматривать как указание на принципиальную возможность получить функцию Δx , используя волн от глубоких границ. Для реализации такой возможности необходимо разработать удобные помехоустойчивые вычислительные приемы. Для расчетов по формуле (IV.44) необходимо иметь функцию разности времен на всем участке, где она существенно отлична от нуля. Это означает, что доступные для выявления поверхностные неоднородности (их нелинейная составляющая) должны иметь ограниченную протяженность по горизонтальной оси.

Рассмотренный прием выделения поверхностных искажений может найти применение для выявления крупных особенностей строения осадочного слоя по записям проходящих через него волн. Возможность решения такой задачи иллюстрируется теоретическим примером (рис. 53), иллюстрирующим условия изучения раздела Мохоровичича зондированиями преломленных волн при наличии в верхах разреза грабена, выполненного вордами с пониженной скоростью. По двум «наблюдаемым» линиям

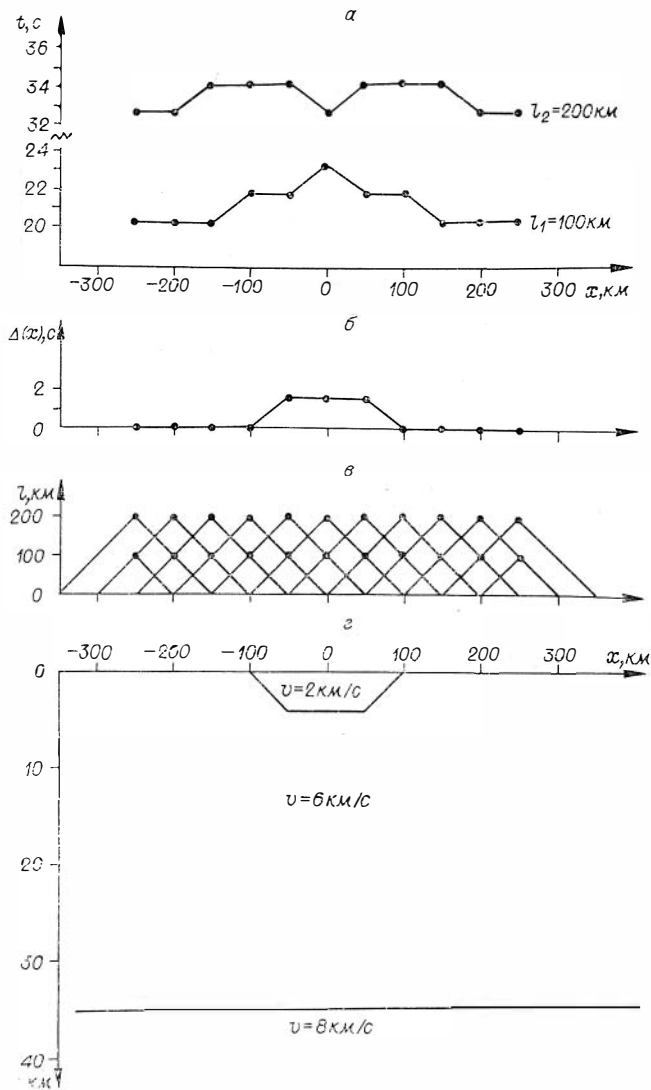


Рис. 53. Теоретический пример определения поверхностных искажений для зондирований преломленными волнами: а — наблюдаемое поле времен; б — график рассчитанных величин поверхностных искажений; в — система наблюдений; г — разрез.

$l = \text{const}$ было выполнено преобразование линии $l = 200$ км по формуле (IV.41). Затем по формуле (IV.44) нашли значения поверхностных искажений. Полученная функция $\delta(x)$ (см. рис. 53, б), не содержащая в данном примере линейной составляющей, является зеркальным отображением линии рельефа нижней поверхности грабена и при известных скоростях в среде может быть пересчитана в сейсмический разрез.

Приведем способ решения задачи выделения искажений времен, вызванных поверхностными неоднородностями для случая, когда имеется более, чем две линии $l = \text{const}$. Рассмотрим случай трех баз l_1, l_2, l_3 (рис. 54). В точках с номерами $i + 2, i + 3, i + 4$ (координаты $x_{i+2}, x_{i+3}, x_{i+4}$) неоднородности на базе l_2 пересчитаны к l_1 . В точке x_{i+3} база l_3 пересчитана к l_2 и l_1 . Тогда можем записать систему уравнений разностей времен $t - \tilde{t}$ в указанных точках и для соответствующих баз:

$$\delta(x_i) + \delta(x_{i+4}) - \delta(x_{i+1}) - \delta(x_{i+3}) = \Delta_{i+2}^{2,1},$$

$$\begin{aligned} \delta(x_{i+1}) + \delta(x_{i+5}) - \delta(x_{i+2}) - \delta(x_{i+4}) &= \Delta_{i+3}^{2,1}, \\ \delta(x_{i+2}) + \delta(x_{i+6}) - \delta(x_{i+3}) - \delta(x_{i+5}) &= \Delta_{i+4}^{2,1}, \\ \delta(x_i) + \delta(x_{i+6}) - \delta(x_{i+1}) - \delta(x_{i+5}) &= \Delta_{i+3}^{3,2}, \\ \delta(x_i) + \delta(x_{i+6}) - \delta(x_{i+2}) - \delta(x_{i+4}) &= \Delta_{i+3}^{3,1}. \end{aligned}$$

Здесь верхний двойной индекс обозначает номер исходной базы (первое

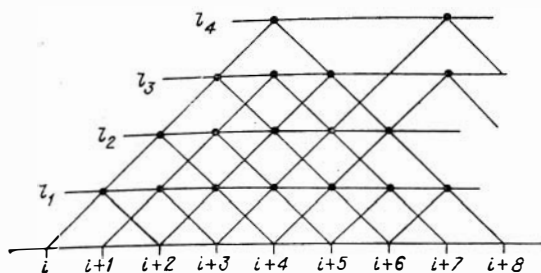


Рис. 54. К выделению искажений времен, вызванных поверхностными неоднородностями. Случаи $l_n = n(l_1)$ (n — целое число) и $l_1 \neq 0$.

номер исходной базы (второе число). В данной системе линейно-независимыми являются только три первых уравнения, имеющие семь неизвестных величин. Для ее решения необходимо задать искажения в четырех точках профиля. Добавляя к этой системе последовательно соответствующие уравнения для точек с координатами x_{i+5} , x_{i+6} и т. д., можем найти искажения вдоль протяженного профиля. В частных случаях соотношения баз зондирований решение задачи может быть получено и при меньшем количестве точек, в которых требуется задать величины искажений. В случае $l_1=0$ требуется задать искажения в двух точках, при $l_n=3l_1$ — в трех.

Площадные наблюдения

Как уже отмечалось выше (§ 1 данной главы), площадные системы наблюдений имеют несколько вариантов. Рассмотрим особенности интерпретации данных в этих случаях.

Произвольное расположение разноориентированных зондирований на площади. По совокупности полученных данных строится трехмерное поле времен $t(x, y, l)$, которое представляется в виде двух карт изохрон для закрепленных значений баз. Здесь x и y — абсциссы центров зондирований, к которым отнесены значения времени t ; l — база зондирования. Пренебрегая зависимостью времени от ориентации баз, по приведенным выше формулам для двумерного случая находятся площадные распределения глубин и скоростей (граничных — в случае преломляющих волн, эффективных — для отраженных волн), которые рассматриваются как первое приближение, подлежащее уточнению. Если неоднозначность поля времен (его зависимость от азимутов без зондирований) обусловлена в основном влиянием геометрии отражающей или преломляющей границы, то необходимые уточнения могут быть получены в результате последовательного исправления исходного поля путем введения поправок, учитывающих несоответствие баз зондирований с некоторым определенным направлением, например падением или простиранием границы (гл. II, § 2, формулы (IV.51) и (IV.53)). Если (в случае преломленных волн) доминирует влияние изменчивости граничной скорости, то, используя результаты первого приближения, источник и приемник каждого зондирования переносятся на преломляющую поверхность. По полученным значениям времен скользящей волны рассчитываются граничные скорости в соответствующих азимутах и уточняется распределение глубин. Этот процесс повторяется до получения сходящихся значений.

Площадные системы профильных элементов позволяют более корректно интерпретировать данные, не пренебрегая азимутальными зависимостями временного поля, что особенно важно при использовании преломленных волн в условиях резко изменчивой граничной скорости. Используя значения времени и его градиентов, которые определяются по каждому профильному элементу (см. § 1 этой главы), по формулам для двумерной модели рассчитываются глубина, скорость (граничная либо средняя) и наклон границы в плоскости сейсмического луча для данного элемента. Затем по совокупности данных по всем элементам осуществляются площадные построения.

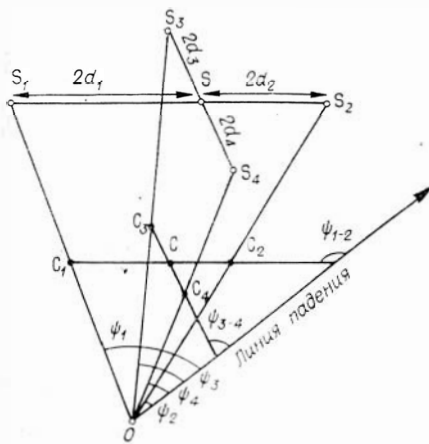


Рис. 55. Пространственная система четырех зондирований с одним источником.

Площадная система профилей зондирований. Двумерные временные поля, получаемые по каждому профилю, интерпретируются обычными способами. Поскольку такие наблюдения часто задаются при исследованиях повышенной детальности, то на них развиваются достаточно плотные системы зондирований, позволяющие применить наиболее строгие способы интерпретации. Так, при использовании преломленных волн предпочтительно осуществлять пересчет наблюденного поля к базам, близким по величине к абсциссе начальной точки головной волны или к $l = 0$, дающей возможность с высокой детальностью найти двумерное распределение глубин и граничных скоростей.

Площадная система с одним источником удобна при работах с промышленными взрывами и в труднодоступной местности.

Простейшая система из одного источника O и четырех приемников S_1, S_2, S_3 и S_4 с временами прихода волны t_1, t_2, t_3 и t_4 изображена на рис. 55. На расположение приемников колебаний не накладывается жестких ограничений. Они размещаются в области уверенного прослеживания данной волны так, чтобы точка S пересечения прямых S_1S_2 и S_3S_4 находилась внутри интервала S_1S_2 , возможно ближе к его середине. Записи отраженных и преломленных волн интерпретируются в предположении плоской границы и постоянных скоростей (v и v_r) в верхней и нижней средах. Находятся значения скоростей и элементы залегания границы. Наметим вывод расчетных формул (подробное их обоснование дано в работе [48]).

В случае *отраженных волн*, воспользовавшись соотношениями (II.18) и (II.21), запишем выражения для времен прихода в пункты S_1, S_2, S_3 и S_4 .

$$\left. \begin{aligned} v^2 t_1^2 &= 4(h - d_1 \cos \psi_{1-2} \sin \varphi)^2 + l_1^2 (1 - \cos^2 \psi_1 \sin^2 \varphi), \\ v^2 t_2^2 &= 4(h + d_2 \cos \psi_{1-2} \sin \varphi)^2 + l_2^2 (1 - \cos^2 \psi_2 \sin^2 \varphi), \\ v^2 t_3^2 &= 4(h - d_3 \cos \psi_{3-4} \sin \varphi)^2 + l_3^2 (1 - \cos^2 \psi_3 \sin^2 \varphi), \\ v^2 t_4^2 &= 4(h + d_4 \cos \psi_{3-4} \sin \varphi)^2 + l_4^2 (1 - \cos^2 \psi_4 \sin^2 \varphi), \end{aligned} \right\} \quad (\text{IV.45})$$

где h — глубина по нормали к границе под точкой C , φ — истинный угол падения, ψ — азимуты отдельных зондирований. Остальные обозначения показаны на рис. 55.

По величинам t_1^2 , t_2^2 и t_3^2 , t_4^2 путем линейной интерполяции найдем квадраты времен \tilde{t}_1^2 и \tilde{t}_2^2 для точки S .

$$\left. \begin{aligned} \tilde{t}_1^2 &= \frac{t_1^2 d_2 + t_2^2 d_1}{d_1 + d_2}, \\ \tilde{t}_2^2 &= \frac{t_3^2 d_4 + t_4^2 d_3}{d_3 + d_4}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{IV.46})$$

Соответствующие интерполированные квадраты баз будут равны:

$$\left. \begin{aligned} \tilde{l}_1^2 &= \frac{l_1^2 d_2 + l_2^2 d_1}{d_1 + d_2}, \\ \tilde{l}_2^2 &= \frac{l_3^2 d_4 + l_4^2 d_3}{d_3 + d_4}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{IV.46}')$$

На основе записанных соотношений находится выражение для скорости в покрывающей среде.

$$v^2 = \frac{\tilde{l}_1^2 - \tilde{l}_2^2}{\tilde{t}_1^2 - \tilde{t}_2^2} - \frac{\sin^2 \varphi}{\tilde{t}_1^2 - \tilde{t}_2^2} \left(\frac{l_1^2 d_2 \cos^2 \psi_1 + l_2^2 d_1 \cos^2 \psi_2}{d_1 + d_2} - \frac{l_3^2 d_4 \cos^2 \psi_3 + l_4^2 d_3 \cos^2 \psi_4}{d_3 + d_4} + d_1 d_2 \sin^2 \psi_{1-2} - d_3 d_4 \sin^2 \psi_{3-4} \right). \quad (\text{IV.47})$$

В этой формуле первый член можно рассматривать как главную часть решения, а второй — как поправку, которую можно найти после определения в первом приближении величины v и элементов залегания границы. Поправка содержит множитель $\sin^2 \varphi$, при малых углах наклона близкий к нулю. Поэтому в условиях пологих структур допустимо пренебречь поправочным членом и вести расчеты по простой формуле

$$v \approx \sqrt{\frac{\tilde{l}_1^2 - \tilde{l}_2^2}{\tilde{t}_1^2 - \tilde{t}_2^2}}. \quad (\text{IV.47}')$$

Глубины h_1 , h_2 , h_3 и h_4 под центрами зондирований C_1 , C_2 и C_3 , C_4 находятся обычным способом по формуле (IV.22). Определение остальных элементов залегания удобно выполнить графически по градиентам глубин G_1 и G_2 в направлениях C_1 , C_2 и C_3 , C_4 .

$$G_1 = \frac{h_2 - h_1}{d_1 + d_2}, \quad G_2 = \frac{h_4 - h_3}{d_3 + d_4}.$$

Направление полного вектора G определит азимут падения, а его величина — истинный угол наклона границы $\varphi = \arcsin G$. При необходимости ($\varphi > 10^\circ$) выполняются последующие приближения и для элементов залегания.

Для *преломленных волн* времена прихода представим в виде:

$$\begin{aligned} t_1 &\simeq \frac{2}{v} (h - d_1 \cos \psi_{1-2} \sin \varphi) \cos i + \frac{l_1}{v_r} - \frac{l_1}{2v_r} \cos^2 \psi_1 \sin^2 \varphi, \\ t_2 &\simeq \frac{2}{v} (h + d_2 \cos \psi_{1-2} \sin \varphi) \cos i + \frac{l_2}{v_r} - \frac{l_2}{2v_r} \cos^2 \psi_2 \sin^2 \varphi, \\ t_3 &\simeq \frac{2}{v} (h - d_3 \cos \psi_{3-4} \sin \varphi) \cos i + \frac{l_3}{v_r} - \frac{l_3}{2v_r} \cos^2 \psi_3 \sin^2 \varphi, \\ t_4 &\simeq \frac{2}{v} (h + d_4 \cos \psi_{3-4} \sin \varphi) \cos i + \frac{l_4}{v_r} - \frac{l_4}{2v_r} \cos^2 \psi_4 \sin^2 \varphi. \end{aligned}$$

В этих выражениях опущены члены с $\sin \psi$ в четвертой и более высоких степенях.

Определим в точке S интерполированные времена и базы.

$$\tilde{t}_1 = \frac{t_1 d_2 + t_2 d_1}{d_1 + d_2}, \quad \tilde{t}_2 = \frac{t_3 d_4 + t_4 d_3}{d_3 + d_4}, \quad \tilde{l}_1 = \frac{l_1 d_2 + l_2 d_1}{d_1 + d_2}, \quad \tilde{l}_2 = \frac{l_3 d_4 + l_4 d_3}{d_3 + d_4}.$$

Выполнив те же операции, что и в случае отраженных волн, получим формулу для граничной скорости

$$v_{\Gamma} \approx \frac{\tilde{l}_1 - \tilde{l}_2}{\tilde{t}_1 - \tilde{t}_2} - \frac{\sin^2 \varphi}{2(\tilde{t}_1 - \tilde{t}_2)} \left(\frac{l_1 d_2 \cos^2 \psi_1 + l_2 d_1 \cos^2 \psi_2}{d_1 + d_2} - \frac{l_3 d_4 \cos^2 \psi_3 + l_4 d_3 \cos^2 \psi_4}{d_3 + d_4} \right). \quad (\text{IV.48})$$

Граничная скорость вычисляется вначале по формуле первого приближения

$$v_{\Gamma} \approx \frac{\tilde{l}_1 - \tilde{l}_2}{\tilde{t}_1 - \tilde{t}_2}, \quad (\text{IV.48}')$$

и рассчитываются элементы залегания. Затем, как и для отраженных волн, вводится поправка к скорости, равная второму члену в правой части уравнения (IV.48).

Использование динамических характеристик колебаний

В гл. II § 3 были обсуждены общие особенности использования динамики волн в методике точечных зондирований для определения параметров среды и обоснована целесообразность рассмотрения величины отношения одноименных динамических характеристик двух опорных волн для совокупности зондирований с фиксированными базами.

Рассмотрим типичный случай, соответствующий условиям изучения раздела Мохоровичича на континентах. От этого раздела на зондированиях с базами около 200 км обычно одновременно регистрируются преломленная и отраженная за критическим углом волны. Исследуем для указанных условий зависимость величины отношения амплитуд колебаний отраженной и преломленной волн ($A_{\text{отр}}/A_{\text{пр}}$) от свойств среды. Не прибегая к значительному усложнению модели среды, оценим влияние поглощения, величины скачка упругих параметров на границе, слоистости покрывающей толщи и вертикального градиента скорости под разделом Мохоровичича.

Расчеты величин $(A_{\text{отр}}/A_{\text{пр}})_{l=200\text{км}}$, выполненные лучевым методом для модели одно- и многослойной земной коры (рис. 56), приводят к следующим оценкам. Переход от однослойной к многослойной (в данном примере — четырехслойной) модели сопровождается несущественным уменьшением величины рассматриваемого отношения (кривые I и II на рис. 56). Несколько больше влияет поглощение: изменение коэффициента поглощения от 0 до $1,7 \cdot 10^{-2} \text{ км}^{-1}$ для толщи земной коры и до $8 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$ для верхов мантии уменьшает отношение амплитуд примерно в 2—3 раза. Варьирование скорости под разделом Мохоровичича от 7,5 до 8,5 км/с с соответствующим изменением других упругих параметров изменяет рассматриваемую величину не более чем в 2 раза. Несравненно больший эффект дает введение вертикального градиента скорости (β) в верхах мантии. С увеличением β от 0 до $0,002 \text{ км}^{-1}$ отношение амплитуд отраженной и преломленной волн уменьшается примерно в 100 раз. Следовательно, из всех рассмотренных факторов доминирующим является градиент скорости в мантии.

На основе полученных результатов может быть предложен следующий прием использования отношения амплитуд отраженной и преломленной волн от раздела Мохоровичича. По кинематическим характеристикам волн определяется модель среды. Для этой модели решается прямая динамическая задача с варьированием вертикального градиента скорости в верхах мантии. Путем сравнения осредненных экспериментальных величин $(A_{\text{отр}}/A_{\text{пр}})_{l=\text{const}}$ с теоретически рассчитанными оценивается величина градиента.

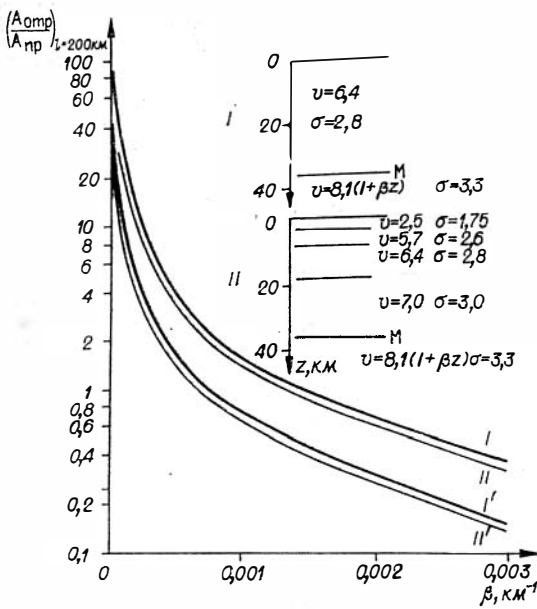


Рис. 56. Модели среды и зависимости отношения амплитуд отраженной и преломленной волн для раздела Мохоровичича ($l = 200$ км) от вертикального градиента скорости в верхах мантии. I и II — кривые для моделей без поглощения, I' и II' — с поглощением (коэффициент поглощения в земной коре $-1,7 \cdot 10^{-2} \text{ км}^{-1}$, в мантии $-8 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$). v — скорость продольных волн, км/с; $v_p/v_s = \sqrt{3}$; ρ — плотность, г/см³.

Проиллюстрируем этот прием на примере по Западно-Сибирской низменности, где были получены массовые данные об амплитудах отраженной и преломленной волн от раздела Мохоровичича для зондирований с базами около 200 км. На большей части исследованной территории отношение амплитуд обычно составляет от 1,5 до 10 и равно в среднем 4. Аномальные, резко повышенные значения $(A_{отр}/A_{пр})_{l=200\text{ км}}$ со средней величиной 26 и диапазоном изменения 10—50 установлены в юго-западной части Западно-Сибирской низменности, в районе городов Омск, Ишим, Тобольск (см. рис. 43, а, б). Аномальные записи, по всей видимости, не связаны с поверхностными условиями и изменениями внутреннего строения земной коры, так как одинаковое соотношение амплитуд рассматриваемых волн получено на участках с разным строением коры. Сравнение экспериментальных значений с теоретически рассчитанными графиками отношения амплитуд (см. рис. 56) приводит к следующим оценкам градиента скорости в мантии. «Нормальным» значениям $(A_{отр}/A_{пр})_{l=200\text{ км}}$ соответствует градиент $\beta = 0,00025-0,0005 \text{ км}^{-1}$, что отвечает увеличенную скорости на 2—4 м/с на 1 км глубины. На участках с аномально высоким отношением амплитуд скорость в верхах мантии увеличивается с глубиной очень мало либо остается неизменной ($\beta < 0,0001 \text{ км}^{-1}$). Приведенные значения относятся к самому верхнему слою мантии мощностью 1—2 км. Полученные выше значения градиентов скорости и их различия очень малы. Они практически не могут быть выявлены по кинематическим характеристикам волн, но заметно проявляются в их динамических особенностях.

При малодетальных исследованиях в условиях сред со слабой дифференциацией упругих свойств нередко возникают затруднения в определении типа продольных волн, регистрирующихся в первых вступлениях. По полю $t(x, l_j)$ или по пунктирным годографам не всегда надежно решается вопрос о том, являются ли эти волны рефрагированными в среде с непрерывным нарастанием скорости. В этом случае целесообразно совместно рассматривать продольную волну и соответствующую обменную (поперечную на выходе) волну от той же границы. Факт существования обменной волны (преломленной, проходящей) указывает на наличие в разрезе относительно резкой границы. Примером использования этого явления могут служить работы в районе Кузнецкого прогиба [52, 74]. Здесь на горизонтально ориентированных сейсмографах были зарегистрированы достаточно интенсивные обменные волны, указавшие на вероятное существование резкой сейсмической границы (поверхности кристаллического фундамента прогиба) на глубине около 10 км.

Развитие методов прямых динамических задач, по всей видимости, позволит расширить возможности использования динамических характеристик продольных и обменных волн, зарегистрированных на одной сейсмограмме; получить дополнительные количественные данные о тонкой структуре глубинных сейсмических разделов; различать границы со скачком упругих параметров, переходные слои, пакки тонких слоев и другие сведения о среде.

§ 4. ПОСТРОЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПО СОВОКУПНОСТИ ДАННЫХ

Основываясь на опыте применения методики точечных зондирований при рекогносцировочных исследованиях в Сибири, рассмотрим особенно-сти интерпретации всей совокупности сейсмических материалов (волны разных типов от разных границ) с привлечением данных других геофизических методов. Для удобства изложения разделим процесс интерпретации на отдельные элементы. Следует иметь в виду, что в методике зондирования отдельные элементы интерпретации (дискретная корреляция волн, определение глубин и скоростей, составление разрезов по совокупности всех данных) не являются изолированными этапами, а тесно взаимосвязаны.

Построение сейсмических границ

Вначале строится самая верхняя из изучаемых границ — поверхность фундамента (Ф), разделяющая верхнюю, как правило, наиболее неоднородную часть разреза (осадочный слой) от консолидированной земной коры. Кроме большого самостоятельного значения, точное знание положения этой границы необходимо при анализе глубинных волн и определении параметров нижележащей части среды.

Поверхность фундамента в большинстве случаев изучается зондированиями преломленных (квазиголовных) волн, регистрируемых в первых вступлениях. При этом для уменьшения влияния эффекта осреднения параметров среды на базе зондирования, свойственного головным волнам, на сложных участках используется пересчет поля времен к базам, близким к абсциссе начальной точки головной волны.

Фундамент, особенно его верхняя часть мощностью около 10 км, весьма сложная и неоднородная по упругим свойствам среда, с которой нередко связано достаточно сложное и изменчивое волновое поле. Поэтому обычно недостаточно интерпретировать сейсмические материалы, относящиеся к поверхности фундамента, изолированно, в отрыве от изучения его внутренней структуры. Целесообразно совместное рассмотрение полей времен для волн, связанных как с поверхностью Ф, так и проникающих внутрь фундамента. На рис. 57, а приведено поле времен первых волн для Иртышского маршрута в Западно-Сибирской низменности. На зондированиях с базами 16 и 23 км здесь повсюду зарегистрирована преломленная волна от границы Ф. При больших базах первые волны имеют неодинаковую природу на разных участках. Это устанавливается при сравнении значений скорости, определенных в фиксированных точках профиля по разным изолиниям поля. На краях маршрута скорость практически не изменяется с увеличением баз и составляет 6,0—6,1 км/с. В средней части маршрута отмечается возрастание значений скорости с 5,4—5,6 до 6,1—6,2 км/с, что свидетельствует о выходе в первые вступления преломленной волны от более глубокой границы I. На построенном сейсмическом разрезе (см. рис. 57, б) выявляется блоковое строение среды с наличием в средней части маршрута в составе фундамента мощной (до 5 км) толщи пород с относительно низкой (5,4—5,7 км/с) скоростью.

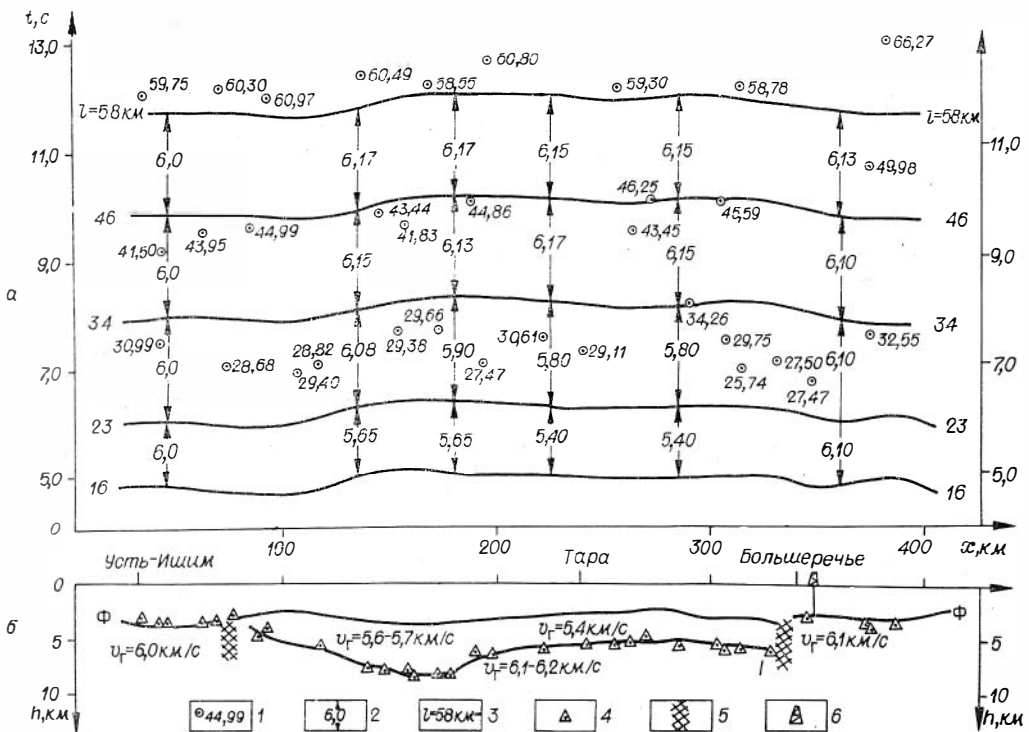


Рис. 57. Пример интерпретации поля времен в первых вступлениях по Иртышскому маршруту (Западная Сибирь): а — поле времен; б — разрез.

1 — значения времен с указанием базы зондирования (в км); 2 — вертикальный градиент поля времен; 3 — изолинии поля времен; 4 — глубины по данным преломленных волн; 5 — зоны разломов; 6 — скважины.

Рассмотрение поля $t(x, l)$ первых волн для большого числа баз важно также при выявлении участков фундамента, характеризующихся в первом приближении плавным нарастанием скорости с глубиной. На таких участках регистрируются рефрагированные волны. Соответствующим полям $t(x, l)$ свойственно постепенное возрастание скорости с увеличением баз зондирования. В этом случае строится разрез в изолиниях пластовой скорости, качественно характеризующий внутреннюю структуру фундамента.

Для изучения поверхности фундамента наряду с преломленными волнами используются отраженные и обменные волны. Отражения от границы Φ и близких к ней границ позволяют получить важную информацию о скорости в покрывающей среде и о деталях структурного рельефа, особенно на сложнопостроенных участках. Привлечение обменных волн (преломленных и проходящих типа PPS) дает дополнительную информацию о глубинах залегания границы Φ . Наблюдения обменных волн в пунктах с известными глубиной до границы обмена и средней скоростью продольных волн используются для уточнения величины скорости поперечных волн в покрывающей среде. Кроме того, факт регистрации интенсивных обменных волн в определенных условиях может рассматриваться как указание на резкое, а не плавное изменение упругих свойств при переходе через границу обмена.

При построении границ в консолидированной коре и поверхности M необходимо, даже на рекогносцировочном этапе, учитывать влияние горизонтальной неоднородности среды. Учет осуществляется в два приема. Вначале, как уже отмечалось, времена глубинных волн приводятся к подошве осадочного слоя, являющегося обычно наиболее неоднородным. Затем по исправленным временам находят скорости в консолидирован-

ной части разреза. Горизонтальные изменения этих скоростей в значительной степени контролируются блоковой структурой среды. Поэтому осреднение значений скоростей, используемых для расчета глубин, целесообразно проводить в пределах крупных однородных блоков.

Построение границы М обычно осуществляется как по отраженным, так и по преломленным волнам. При этом предпочтение, особенно на участках резкого изменения глубин, отдается отраженным волнам. Данные преломленных волн используются как контрольные. Для уменьшения влияния криволинейности преломляющей границы расчет глубин по данным преломленных волн целесообразно осуществлять по линиям $l = \text{const}$, пересчитанным к значениям, близким к абсциссе начальной точки.

Особенности выявления аномалий распределения скорости

Информация о распределении скорости в земной коре и верхах мантии, как уже отмечалось, не менее важна, чем сведения о геометрии сейсмических границ. Для обеспечения требуемой точности определения скоростей необходимо иметь достаточную величину разности баз зондирований, способы оценки которой изложены выше. Детальность изучения распределения скорости вдоль маршрутов, особенно при использовании головных волн, зависит от применяемых баз зондирований. Поэтому для выявления относительно непротяженных аномалий граничной скорости следует использовать данные по зондированиям с возможно меньшими базами либо уменьшать их искусственно путем соответствующего пересчета поля времен преломленной волны.

В отдельных случаях могут отсутствовать прямые данные о неоднородностях верхней части разреза. В таких ситуациях учет их влияния при определении скоростей может осуществляться путем предварительного преобразования поля $t(x, l_j)$ с перераспределением влияния поверхностных неоднородностей (гл. II, § 2).

Блоковое строение земной коры может приводить к несоблюдению допущений о модели среды, положенных в основу способов определения скоростей. Поэтому наиболее верны результаты, полученные по зондированию в пределах одного блока. При малых размерах блоков целесообразно определять скорости по зондированиям, специально ориентированным по простиранию блока.

Эффективный критерий при оценке надежности данных о скоростях — сходимость результатов, полученных по волнам разных типов. Так, при изучении раздела Мохоровичича отраженными и преломленными волнами граничная скорость на поверхности мантии может быть найдена как по полю времен преломленных волн, так и при совместном использовании преломленной и отраженной волн от этой границы. Примером таких определений с достаточно высокой сходимостью результатов могут служить данные по Байкальскому региону (гл. V), по которым надежно выявлена область с аномально низкой (7,7—7,8 км/с) скоростью на поверхности мантии в пределах Байкальской рифтовой зоны и на прилегающей территории.

Выделение блоков земной коры и глубинных разломов

Разломно-блоковое строение земной коры обосновывается следующими особенностями, достаточно надежно устанавливаемыми при рекогносцировочных работах методикой точечных сейсмических зондирований. На протяженных (около 100 км и более) участках профилей глубины залегания сейсмических границ, толщина земной коры, дробность ее расчленения на отдельные слои, мощность этих слоев и значения скорости упру-

гих волн изменяются мало. В узких зонах сочленения таких участков, как правило, проявленных по всей толще консолидированной коры, названные параметры меняются резко. Часто эти зоны служат границами прослеживания некоторых сейсмических поверхностей внутри земной коры. Амплитуды резких изменений рельефа сейсмических границ (в виде флексур или разрывов) обычно 3—7 км. Мощность слоев может изменяться еще больше. Скачки граничной скорости на поверхности фундамента достигают 0,5—1 км/с. В некоторых случаях заметно изменяются величины средних и пластовых скоростей.

Участки с выдержанным строением недр рассматриваются как блоки земной коры. В зонах сочленения блоков по всей вероятности развиты крупные глубинные разломы, многие из которых пронизывают всю толщю коры и, возможно, верхи мантии Земли. Большинство глубинных разломов проявлено в гравитационном и магнитном полях в виде протяженных зон интенсивных положительных магнитных аномалий, гравитационных «ступеней» и смены структуры аномальных полей. Это позволяет более уверенно выделять зоны вероятных глубинных разломов и трассировать их на значительные удаления от сейсмических маршрутов. Изучение выявленных зон глубинных разломов должно стать одной из главных задач последующих детальных работ.

ТОЧЕЧНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ И ДРУГИЕ ВИДЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика точечных зондирований и традиционные виды глубинных сейсмических исследований (непрерывное, штриховое и пунктирное профилирование) не противопоставляются друг другу. Они должны рационально сочетаться с учетом конкретных задач и условий проведения работ. Такое сочетание будет естественным, если принять рассмотренный выше принцип этапности исследований. Кроме того, и на рекогносцировочном этапе работ может оказаться целесообразным комплексировать разные виды глубинных сейсмических исследований.

Сравнение точечных сейсмических зондирований с другими видами сейсмических исследований предпринято для оценки возможностей новой методики, точности получаемых результатов, а также для выяснения экономической целесообразности ее применения при работах разной детальности.

§ 1. ОПРОБОВАНИЕ МЕТОДИКИ ЗОНДИРОВАНИЙ НА МАТЕРИАЛАХ НЕПРЕРЫВНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ, СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ БУРЕНИЯ

Излагаемое ниже опробование предпринято с целью оценки возможностей новой методики и точности получаемых результатов о строении поверхности фундамента и более глубоких частей разреза. Опробование выполнено в ряде районов, характеризующихся различными поверхностными и глубинными условиями: участки древней Русской платформы, Украинского щита, молодых плит (Туранской и Западно-Сибирской), обнаженных областей герцинской (Средний Урал) и альпийской (Карпаты) складчатостей. В этих районах были выбраны детально исследованные профили КМПВ и ГСЗ. По их материалам составлены системы наблюдений, имитирующие работы методикой точечных сейсмических зондирований.

Опробование методики зондирований начиналось с рассмотрения материалов (годографов, монтажей сейсмограмм) для одного-двух пунктов взрыва, характеризующих типичные условия. Эти материалы заменяли результаты параметрических наблюдений, необходимых для ознакомления с условиями нового района. Затем составлялись системы зондирований, рассчитанные прежде всего на изучение кровли и подошвы консолидированной коры. Данные каждого зондирования имитировались одной сейсмограммой, полученной на требуемом удалении от источника. Во всех случаях использовано не более 10% общего числа сейсмограмм непрерывного профилирования. Несмотря на относительно высокую детальность исходных систем наблюдений, в большинстве случаев не удалось достигнуть полной имитации работ методикой зондирований. Полученные системы зондирований не всюду имели достаточную равномерность и плот-

ность, что привело в ряде случаев к схематичности полученных по ним данных о строении среды.

Сопоставление с результатами бурения в достаточно большом объеме выполнено для поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты.

Западно-Сибирская плита

Здесь оценивались результаты исследований поверхности фундамента на ряде участков и данные о строении всей толщи земной коры по профилю ГСЗ к югу от г. Барабинска.

Сопоставление глубин до поверхности фундамента с данными бурения выполнено как для используемых при работах в Тюменской области систем зондирования, обеспечивающих пересчет наблюдаемых времен преломленной волны к времени t_0 (системы Е и В на рис. 23), так и для произвольных систем точечных зондирования преломленными волнами.

Массовое сравнение (по 47 скважинам) данных по системам Е и В проведено в Шаимском районе и на маршруте по рекам Конда и Иртыш. В Шаимском районе, на площадях Толумского и Северо-Тетеревского поднятий, бурение скважин было выполнено после завершения работ зондированиями. Получена весьма высокая сходимость результатов (табл. 2): среднеквадратическая погрешность равна ± 40 м, т. е. около 2% глубины залегания фундамента.

Таблица 2

Сравнение глубин до поверхности фундамента по данным точечных зондирования методом преломленных волн с результатами бурения в Тюменской области

Скважина	Глубина фундамента по бурению h_6 , м	Глубина фундамента по ТЗ-МПВ h_3 , м	Различие глубин $ h_3 - h_6 $, м	Относит. погрешность $\frac{h_6 - h_3}{h_6}$, %	Скважина	Глубина фундамента по бурению h_6 , м	Глубина фундамента по ТЗ-МПВ h_3 , м	Различие глубин $ h_3 - h_6 $, м	Относит. погрешность $\frac{h_6 - h_3}{h_6}$, %
Маршрут по рекам Конда и Иртыш					15	1780	1770	10	0,5
P-13	1603	1605	2	0,1	16	1753	1795	42	2,3
P-4	1496	1480	16	1,07	17	1746	1763	17	0,9
P-11	1437	1436	1	0,0	18	1668	1690	22	1,3
P-3	1389	1405	16	0,15	19	1668	1740	72	4,1
P-2	1355	1359	4	0,3	20	1742	1720	22	1,2
P-5	1383	1417	34	2,46	24	1740	1640	100	5,6
P-36	1421	1435	14	1,0	25	1738	1735	3	0,2
P-33	1493	1471	22	1,5	<i>Северо-Тетеревское поднятие</i>				
P-102	1781	1764	17	1,0	371	1671	1670	1	0
P-1 (Леуши)	1907	1980	73	3,88	368	1654	1600	54	3,1
P-1 (Нахрачи)	2619	2513	106	4,04	168	1627	1600	27	1,6
P-1 (Фролы)	3157	3210	53	1,7	161	1622	1625	3	0
Шаимский район					367	1584	1540	44	2,7
<i>Толумское поднятие</i>					386	1599	1590	9	0,5
1	1725	1720	5	0,3	377	1575	1580	5	0,3
3	1659	1720	61	3,5	362	1608	1600	8	0,5
4	1672	1746	74	4,2	267	1567	1580	13	0,8
5	1710	1759	49	2,8	268	1595	1600	5	0,4
6	1718	1670	48	2,7	351	1575	1580	5	0,4
7	1666	1632	34	1,9	352	1650	1610	40	2,3
11	1700	1676	24	1,4	146	1605	1600	5	0,3
12	1720	1650	70	3,9	147	1580	1590	10	0,6
13	1646	1700	54	3,1	366	1650	1690	60	3,5
14	1757	1742	15	0,8	<i>Семиидовское поднятие</i>				
					3	1707	1670	37	2,0
					8	1757	1715	42	2,3

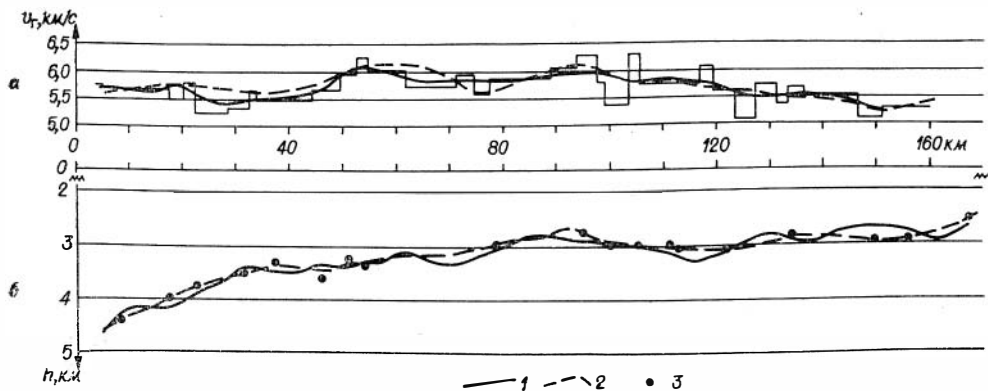


Рис. 58. Сравнение результатов корреляционного метода преломленных волн и точечных зондирований в районе Тарского Прииртышья (Западная Сибирь).
 а — графики граничной скорости v_p : 1 — при осреднении результатов КМПВ (ступенчатая линия) на базе 10 км, 2 — осредненный график по данным точечных зондирований;
 б — сейсмический разрез: 1 — по данным КМПВ, 2 — по данным точечных зондирований, 3 — глубины до поверхности фундамента по зондированиям.

В широтном Приобье, где фундамент залегает глубже (2,5—3,1 км), среднеквадратическое расхождение глубин с десятью скважинами при тех же системах зондирований составило ± 72 м, или 2,6% [119].

Сравнение глубин по данным произвольных систем зондирований преломленными волнами и бурения, выполненное в нескольких десятках пунктов в районах со средней мощностью платформенного чехла около 3 км, дало среднеквадратическую погрешность ± 110 м, или 3,5%. Некоторое увеличение погрешности, по всей видимости, обусловлено влиянием ошибок определения расстояний и менее полным (по сравнению с работами в Тюменской области) учетом искажений, вносимых поверхностными и глубинными неоднородностями.

Сравнение с данными КМПВ. Скважины вскрывают фундамент в рассматриваемом регионе преимущественно в зонах поднятий и поэтому результаты выполненного выше сопоставления могут оказаться недостаточными для характеристики возможностей методики зондирований в зонах глубоких прогибов поверхности фундамента, сопровождающихся появлением новых толщ в низах платформенного разреза. В связи с этим были выполнены сопоставления с результатами детальных профильных работ КМПВ в районах Среднего Приобья [119], Тарского Прииртышья [47] и на других участках с глубокими (4 км и более) прогибами поверхности фундамента. Во всех случаях на полученных по данным зондирований разрезах фиксируются все существенные для региональных работ особенности рельефа поверхности фундамента и распределения граничной скорости на этой поверхности, выделенные по результатам исследований КМПВ.

Так, на типичном профиле в районе Тарского Прииртышья (рис. 58) среднеквадратическая величина расхождений в граничной скорости равна 0,24 км/с, а при осреднении результатов КМПВ на базе 10 км — 0,13 км/с. Различия в глубинах не превышают 100 м.

Сопоставление с данными бурения и КМПВ свидетельствует, что в условиях Западно-Сибирской плиты методика зондирований преломленными волнами обладает вполне достаточной точностью для регионального изучения поверхности фундамента. Средние величины погрешностей глубин составляют 2—4%, граничной скорости — около 3%.

Опробование на материалах ГСЗ по маршруту в районе г. Барабинска подробно изложено в работе [63]. Применение способов интерпретации, разработанных в методике точечных зондирований, позволило в данном случае получить более полные сведения о строении земной коры по име-

ющимся разрозненным материалам непрерывного профилирования, чем это можно было сделать обычными способами, предполагающими наличие системы годографов.

На Свердловском профиле ГСЗ [28, 126], пересекающем в широтном направлении обнаженный Урал и заходящем в пределы Западно-Сибирской плиты (до г. Ишима), также выполнена интерпретация материалов непрерывного профилирования приемами методики зондирования*. Полученные результаты, представленные в западной части разреза на рис. 68, уступают данным непрерывного профилирования по детальности, но верно отражают крупные особенности глубинного строения, в том числе существование «корня» в рельефе границы М под Уралом.

Туранская плита

Маршрут Копетдаг — Аральское море, расположенный в этом регионе, изучен по плотной сети непрерывных наблюдений с максимальной длиной годографов до 600 км при расстоянии между пунктами взрыва 20—50 км. В результате получено весьма дробное расчленение земной коры (в ней выделено 8 границ) в верхней мантии до глубин около 100 км [105]. При опробовании [54] системы точечных зондирований были составлены для исследования трех границ: кровли и подошвы консолидированной коры, а также границы в верхней мантии.

Изучение поверхности консолидированной коры (Ф) проведено с использованием преломленных волн, регистрировавшихся в первых вступлениях на зондированиях с базами от 2 до 40 км. Несмотря на относительно редкую сеть зондирований, которую можно было составить по имеющимся данным, получено правильное отображение основных структурных форм по этой поверхности (рис. 59): ее резкое погружение в сторону Предкопетдагского прогиба и подъем с выходом на дневную поверхность в районе р. Аму-Дарьи.

Изучение раздела Мохоровичича (М) выполнено по материалам двух систем зондирований с базами, равными соответственно 80—100 и 160—200 км. На первой системе прослеживались отражения вблизи начальной точки, на второй — преломленная волна и закритическое отражение. Средняя скорость в консолидированной коре и граничная скорость на поверхности М, найденные по полям $t(x, l_j)$ отраженных и преломленных волн, получились равными соответственно 6,5 и 8,2 км/с, что практически совпадает с результатами непрерывного профилирования (6,5—6,6 и 8,1—8,2 км/с). Определения названных скоростей способом комбинированных зондирований отраженных и преломленных волн оказались наиболее близкими к данным непрерывного профилирования: расхождения не превышают 0,2 км/с и равны в среднем 0,1 км/с. Глубины и рельеф границы М также находятся в удовлетворительном соответствии с результатами непрерывного профилирования (см. рис. 59). Величина среднеквадратического расхождения глубин составляет 2,3 км, максимального 4,7 км.

Граница M_1 в верхней мантии (см. рис. 59) изучена отраженными волнами по системе зондирований с базами 270—300 км. Времена прихода этих волн были приведены к подошве земной коры. Определена пластовая скорость в толще пород между границами М и M_1 , равная 8,3 км/с. Глубины залегания границы M_1 по данным дискретных и непрерывных наблюдений отличаются не более чем на 5 км при среднеквадратическом отклонении 3 км.

* В интерпретации участвовали сотрудники Института геофизики УНЦ АН СССР (Н. И. Халевиц, А. И. Бунько, Э. А. Незоленова) и Бажеловской экспедиции Уральского территориального геологического управления (В. С. Дружинин).

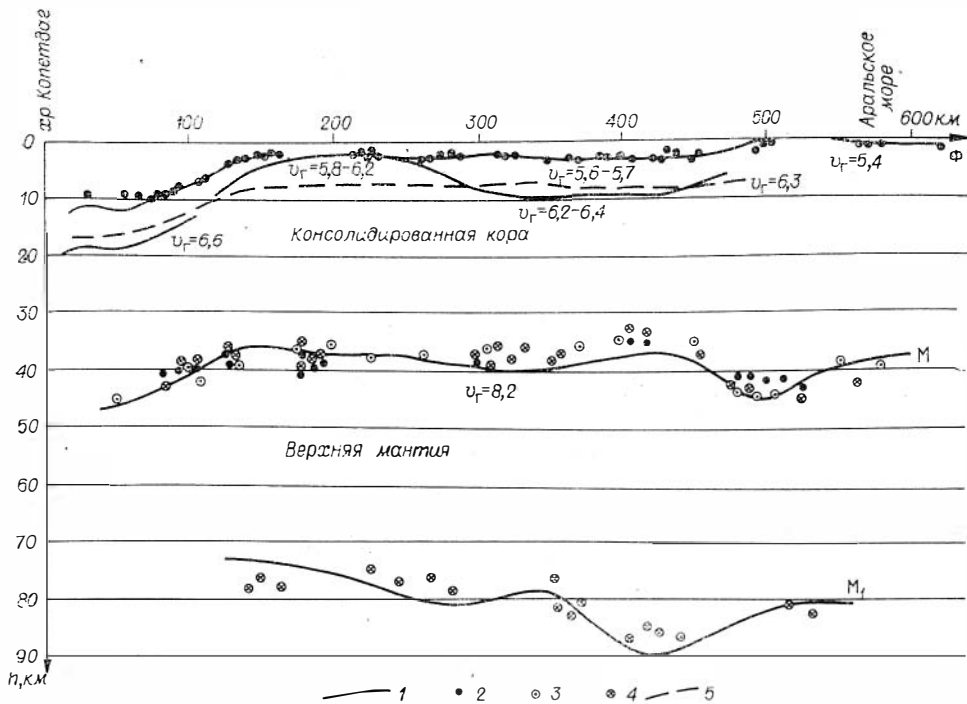


Рис. 59. Сравнение результатов непрерывного профилирования и точечных зондирований по профилю Копетдаг—Аральское море.
 1 — сейсмические границы по данным непрерывного профилирования. Результаты точечных зондирований: 2, 3 и 4 — глубины по данным преломленных волн (2), критических (3) и закритических (4) отражений; 5 — изолинии скорости. Значение скорости дано в км/с.

Волны в первых вступлениях на удалениях 30—60 км от источника рассматривались как рефрагированные. По ним построена изолиния пластовой скорости ($v = 6.3 \text{ км/с}$), положение которой согласуется с распределением скоростей в среде по данным непрерывного профилирования.

Районы Украины

В этих районах с разнообразными геологическими условиями выполнен значительный объем глубинных сейсмических исследований с применением схем непрерывного профилирования повышенной детальности [108, 85]. Опробование методики зондирований проведено * на материалах двух профилей через Донецкий прогиб и Карпаты. Первый профиль, пересекающий Приазовский массив Украинского кристаллического щита, Донецкий прогиб и Воронежский массив, соответствует средним по сложности условиям выполнения работ методом ГСЗ. Второй профиль проходит по западной окраине Русской платформы (включая участок Украинского щита), Предкарпатскому прогибу, Складчатым Карпатам и Закарпатскому внутреннему прогибу. Разнообразие геологических структур, пересекаемых этим профилем, сопровождается большой сложностью и непостоянством глубинных и поверхностных условий.

Рельеф поверхности кристаллического фундамента и распределение скорости вдоль нее по профилю через Донецкий прогиб изучались зондированиями, рассчитанными на запись преломленных волн в первых вступ-

* Опробование выполнено совместно с сотрудниками Института геофизики АН УССР по рекомендации Международной рабочей группы экспертов по взрывной сейсмологии.

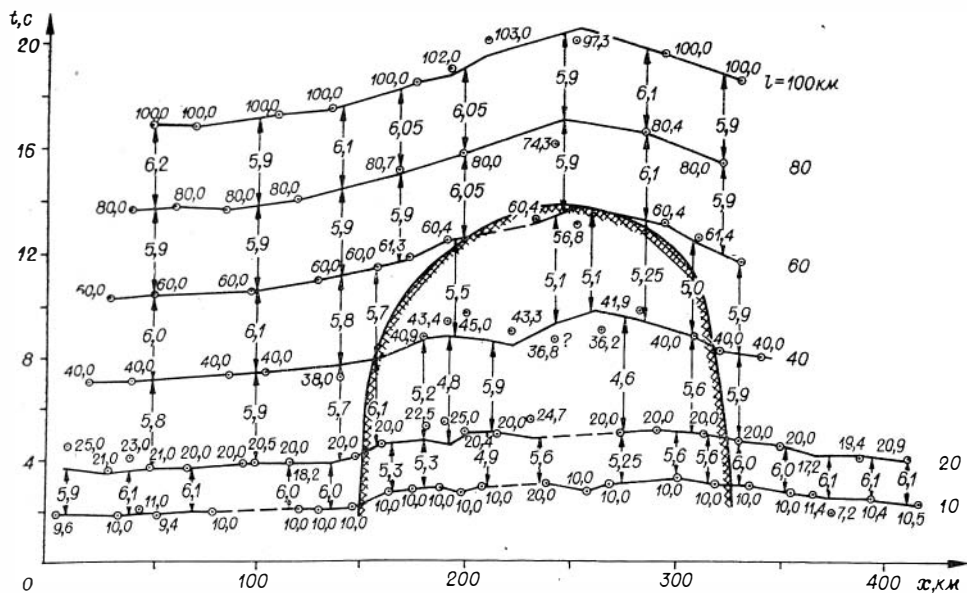


Рис. 60. Поле времен волн в первых вступлениях для профиля ГСЗ через Донецкий прогиб.

лениях. Базы зондирований составляли от 10—20 до 100 км. Расстояние между их центрами равно в среднем 10 км. Разделение преломленных волн от поверхности фундамента и от границ в осадочной толще выполнено на поле $t(x, l_j)$ по величине граничной скорости (рис. 60). Участки поля времен со скоростью 5,9—6,1 км/с отнесены к волне от фундамента. Область со значительно меньшими значениями скоростей (4,6—5,5 км/с) соответствует волнам, распространяющимся только в толще осадочных пород.

Раздел Мохоровичича в рассматриваемых районах изучается преимущественно отраженными волнами, которые обычно выделяются наиболее четко на расстояниях 80—130 км от источника. Зондирования с такими величинами баз были заданы в среднем через интервал 20—30 км.

Сравнение разрезов земной коры (рис. 61), построенных с учетом всех данных непрерывного профилирования и по составленным системам зондирований, показывает существование различий в детальности отображения геометрических особенностей структуры коры и распределения скоростей в среде. По результатам непрерывного профилирования получено более детальное расчленение разреза по вертикали, установлена более дробная дифференциация граничных и средних скоростей по профилю, выявлена густая сеть разломов. Раздел М охарактеризован не как одна резкая граница, а как зона концентрации отражающих площадок, имеющая мощность в несколько километров.

Указанные различия относятся к достаточно тонким особенностям глубинной структуры. Крупные черты строения, существенные для реконструктивного этапа работ, практически одинаковы по данным обеих методик. Как граничные, так и средние скорости, если рассматривать их значения для протяженных интервалов профиля, различаются не более чем на 0,1—0,2 км/с.

Раздел Мохоровичича по данным зондирований располагается примерно в средней части зоны сгущения отражающих площадок, установленной методикой непрерывного профилирования. В результате зондирований верно отражены величина мощности земной коры, ее региональные изменения и структуры границы М, имеющие горизонтальные размеры в несколько десятков километров и более. На Карпатском профиле полу-

но резкое утолщение земной коры в районе Складчатых Карпат и ее утонение под Паннонской впадиной.

Нет принципиальных расхождений и в отображении крупных черт рельефа поверхности кристаллического фундамента, в том числе и на участке перехода от Русской платформы к Предкарпатскому прогибу (рис. 61, б). Здесь по результатам зондирований намечена зона глубинного разлома, по-видимому, достигающая верхов мантии. Верно определены глубина залегания и морфология ложа Донецкого прогиба, намечены прибортовые зоны разломов на участках сочленения прогиба с Украинским щитом и Воронежским массивом (рис. 61, а).

Обобщая данные сравнения результатов точечных зондирований с результатами глубокого бурения и высокодетальных работ методикой непрерывного профилирования по всем рассмотренным районам, приходим к следующим оценкам.

Среднеквадратическая величина расхождений единичных определений глубин до границы М составляет 2,2 км. Такое расхождение сравнимо с вероятной погрешностью результатов непрерывного профилирования. При изучении поверхности фундамента в относительно благоприятных условиях (Западная Сибирь) глубины определяются с точностью до 100 м, в более сложных условиях (Предкарпатский, Донецкий прогибы) расхождения возрастают, но, как правило, не превышают сотен метров. Расхождения в значениях скоростей (их единичных определений) обычно составляют 0,1—0,25 км/с.

Полученные оценки свидетельствуют, что реализуемая в методике точечных зондирований точность определения глубин и скоростей вполне достаточна для рекогносцировочного изучения земной коры и верхов мантии в различных сейсмогеологических условиях.

§ 2. СРАВНЕНИЕ ТРУДОЕМКОСТИ ТОЧЕЧНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И НЕПРЕРЫВНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

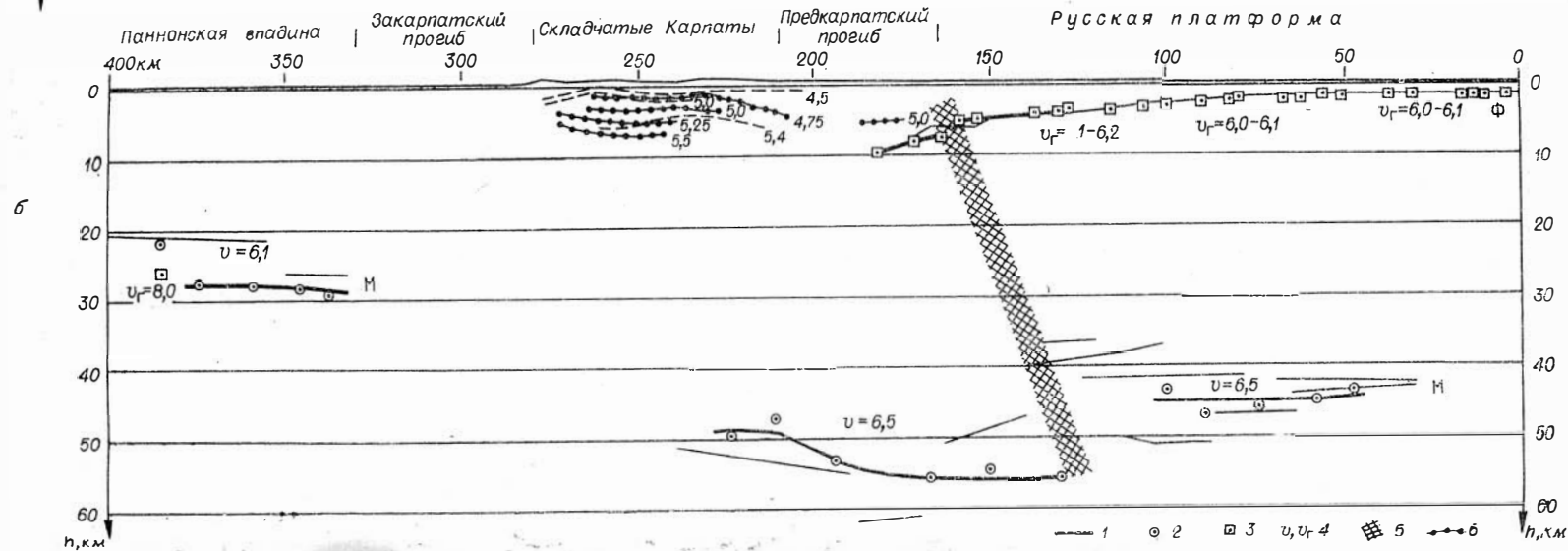
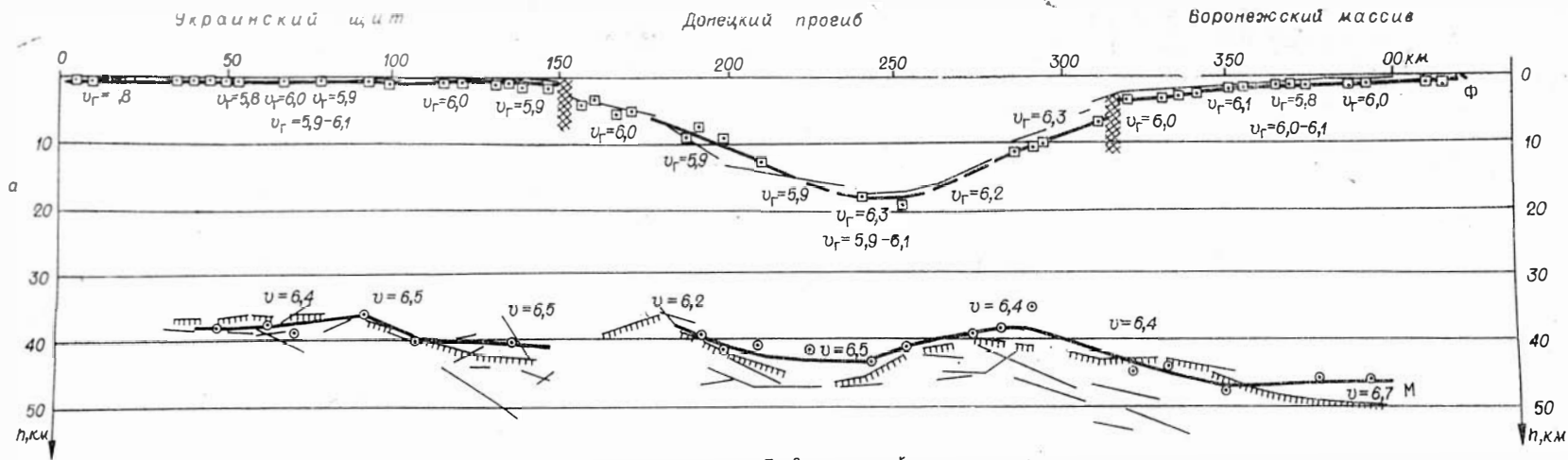
Выше при опробовании методики точечных зондирований на материалах непрерывного профилирования было показано, что она позволяет с достаточной для регионального этапа исследований точностью выявлять основные черты глубинного строения по опорным сейсмическим границам. Сравним трудоемкость работ этими методами.

Сравнение трудоемкости непрерывных и дискретных систем наблюдений при работах разной детальности будем вести по числу источников (пунктов взрыва) и необходимых сейсмических записей. Под сейсмической записью будем понимать запись колебаний на одном сейсмическом канале при одном положении источника. Имея данные о числе записей и источников, можно, с учетом конкретных условий, перейти к стоимости полевых работ. Пусть в разрезе данного района существуют протяженные отражающие и преломляющие границы, которым соответствуют устойчивые волны в некотором диапазоне удалений от источника. Нужно найти число источников и сейсмических записей при каждом виде наблюдений для изучения с заданной детальностью геометрии границ и распределения скоростей (средних или граничных в зависимости от типа волн) на одном и том же профиле. Сравнимые системы наблюдений будем строить исходя из следующих требований.

1. Системы должны обеспечивать построение границы и определение скоростей на всем профиле в точках, среднее расстояние между которыми не превосходит заданной величины.

2. Расположение источников и приемников должно удовлетворять условиям корреляции волн по соответствующим правилам.

3. Системы наблюдений должны быть экономичными, т. е. содержать минимальное число источников и приемников колебаний.



Системы непрерывных наблюдений. Будем считать, что на профиле длиной $2x_0$ область прослеживания рассматриваемой волны заключена в диапазоне расстояний $(L - \Delta L, L)$ от источника. Для простоты примем, что профиль $(2x_0)$ и максимальное удаление регистрации (L) содержат целое число отрезков ΔL .

Рассмотрим систему наблюдений отраженных волн. Для определения глубин и скоростей на всем профиле в этом случае достаточно осуществить непрерывное однократное прослеживание отраженной волны так, чтобы на обобщенной плоскости проекции системы корреляционных ходов на линию наблюдений совпала с исследуемым профилем. Для непрерывного прослеживания волны каждый корреляционный ход должен иметь общие (взаимные) точки с соседними ходами. Плотность расположения приемников, обусловленная требованием надежности позиционной корреляции волн, как правило, значительно выше той, которая необходима для определения параметров среды с нужной детальностью. Следовательно, необходимая детальность разведки будет обеспечена. Ограничения, накладываемые на непрерывные системы наблюдений экономическими соображениями, рассмотрены И. И. Гурвичем [25]. Оптимизация систем достигается использованием одних и тех же источников как для прямых, так и обратных корреляционных ходов при максимально возможной длине каждого хода.

Системы наблюдений отраженных волн, построенные в соответствии с рассмотренными условиями, изображены на рис. 62 а, б. Первая из них получается при $L > 2x_0$, вторая — при $L \leq 2x_0$.

В случае преломленных (головных) волн для построения границы и определения граничной скорости на всем профиле необходимо иметь прямой и встречный сводные годографы, увязанные во взаимных точках. Такая система реализуется при нескольких прямых и обратных корреляционных ходах, имеющих не менее одной общей точки. Ограничимся увязкой ходов одного направления по критерию параллельности нагоняющих годографов, когда положение связующего встречного хода не требуется для построения сводного годографа. Условия экономичности системы наблюдений такие же, как и для отраженных волн. Системы наблюдения преломленных волн для случаев $L > x_0$ и $L \leq x_0$ (рис. 62, з, д) имеют общие приемники для прямых и обратных ходов.

В работе [61] получены следующие выражения для определения количества источников (q_n) в рассмотренных системах непрерывных наблюдений.

В случае отраженных волн

$$q_n = \frac{3x_0 + \frac{L}{2}}{\Delta L} \left| \frac{-x_0 + \frac{L}{2}}{\Delta L} - \frac{1}{2} \right| - \frac{1}{2} = \begin{cases} 4 \frac{x_0}{\Delta L}, & \text{при } L > 2x_0, \\ 2 \frac{x_0 + L}{\Delta L} - 1, & \text{при } L \leq 2x_0. \end{cases} \quad (\text{V.1})$$

Для преломленных волн

$$q_n = \frac{3x_0 + L}{\Delta L} - \left| \frac{-x_0 + \Delta L}{\Delta L} - \frac{1}{2} \right| - \frac{1}{2} = \begin{cases} 4 \frac{x_0}{\Delta L}, & \text{при } L > x_0, \\ 2 \frac{x_0 + L}{\Delta L} - 1, & \text{при } L \leq x_0. \end{cases} \quad (\text{V.2})$$

Рис. 61. Сравнение результатов непрерывного профилирования и точечных зондирования по профилю ГСЗ через Донецкий прогиб (а) и Карпаты (по материалам ИГ АН УССР) (б).

1 — сейсмические границы; 2 — глубины по данным отраженных и 3 — преломленных волн; 4 — средняя и граничная скорости, км/с; 5 — предполагаемая зона глубинного разлома; 6 — изолинии пластовых скоростей, км/с.

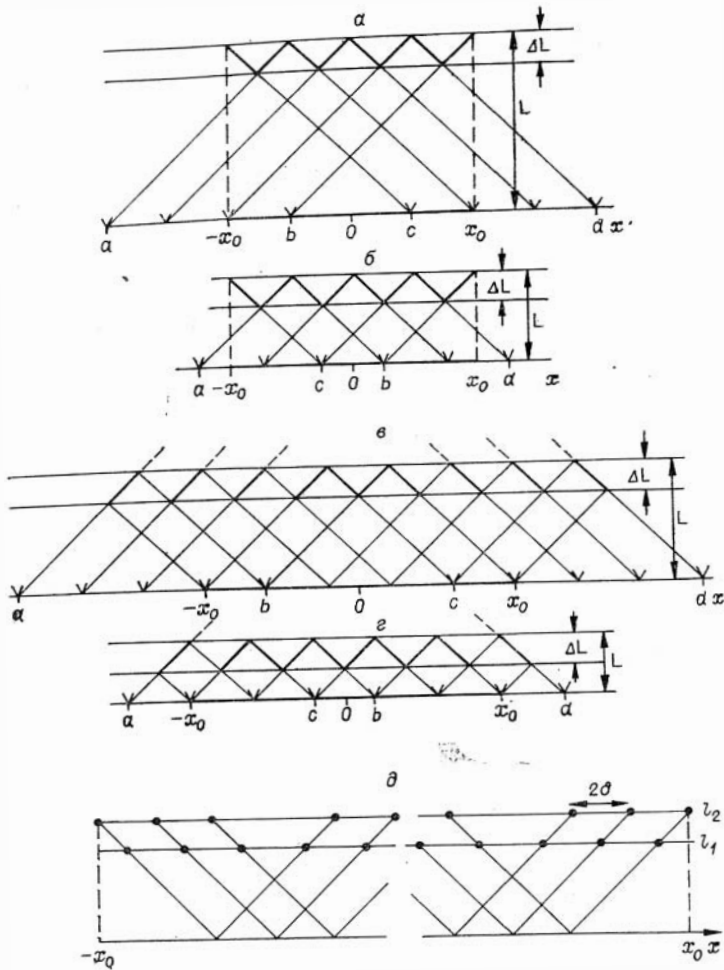


Рис. 63. Схемы непрерывных (а, б, в, г) и точечных (д) наблюдений.

Из формул следует, что количество источников определяется величинами отношений $\frac{x_0}{L}$ и $\frac{L}{\Delta L}$ (рис. 63, а).

Число сейсмических записей (S_n) в рассматриваемых системах непрерывных наблюдений в случае отраженных волн равно [61]:

$$S_n = \frac{4x_0}{\Delta L} \left(\frac{\Delta L}{\Delta x} + 1 \right), \quad (\text{V.3})$$

где Δx — шаг сейсмических каналов.

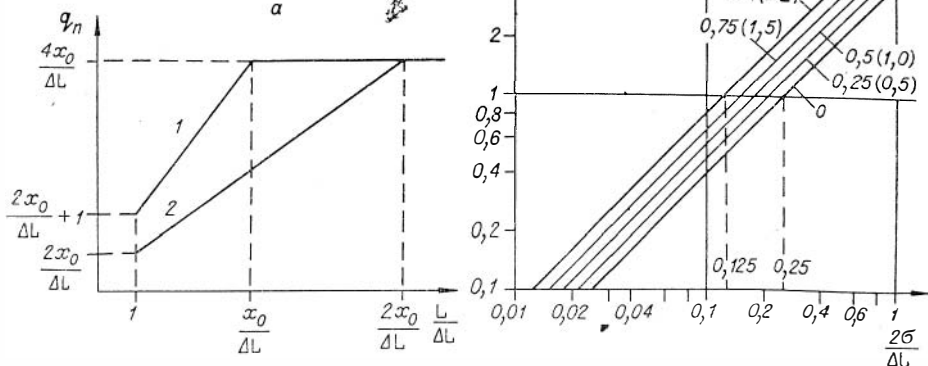
Количество записей в случае преломленных волн с учетом удлиненных нагоняющих годографов составит

$$S_n = \frac{4x_0}{\Delta L} \left(\frac{\Delta L}{\Delta x} + 1 \right) + 2 \left(\frac{L}{\Delta L} - 1 \right) \frac{f}{\Delta x}, \quad (\text{V.4})$$

где f — протяженность участка перекрытия нагоняющего годографа.

Системы зондирований. Для построения сейсмической границы (отражающей или преломляющей) и определения скоростей в среде необходимо иметь на всем профиле две изолинии поля времен. По наблюдаемым значениям времен на любой изолинии может быть найдена глубина залегания сейсмической границы. Поэтому для обеспечения требуемой плотности (δ) определения глубин достаточно, чтобы на каждой изолинии зна-

Рис. 63. К сравнению трудоемкости непрерывных и точечных наблюдений. а — соотношение числа источников в системах непрерывных наблюдений преломленными (1) и отраженными (2) волнами; б — сравнение числа источников при непрерывных и точечных наблюдениях в скобках даны значения L/x_0 для отраженных волн).



чения времен получались через интервал 2δ . Обоснованная плотность пунктов вычисления скоростей будет вдвое меньше. Плотность наблюдений, очевидно, не должна противоречить условиям надежности дискретной корреляции. Обычно такого противоречия не получается, поскольку с уменьшением детальности исследований одновременно снижаются требования и к точности корреляции волн.

Требование экономичности системы зондирований обычно сводится к минимуму числа источников; не следует также делать повторные взрывы в каждом пункте. Эти требования выполняются, если каждый источник сделать общим для четырех зондирований. Перемещая источник по профилю со средним шагом 2δ , получим требуемую плотность наблюдений.

Система зондирований для отраженных и преломленных волн, соответствующая обсужденным условиям, приведена на рис. 62, в. Количество источников в такой системе составляет

$$q_d = \frac{1}{2} \left(\frac{x_0}{\delta} + 1 \right). \quad (\text{V.5})$$

Число сейсмических записей (S_d) определим, приняв, что каждое зондирование содержит установку с n каналами (обычно $n = 6$).

$$S_d = 2n \left(\frac{x_0}{\delta} + 1 \right). \quad (\text{V.6})$$

Сравнение систем непрерывных наблюдений и зондирований. Найдем величину отношения числа источников в этих системах. В случае отраженных волн, воспользовавшись формулами (V.4) и (V.5), получим

$$\frac{q_n}{q_d} = 2 \frac{(2x_0 + L - \Delta L) \delta}{\Delta L (x_0 + \delta)} \quad (\text{V.7})$$

или, пренебрегая малыми величинами $\frac{\delta}{x_0}$ и $\frac{\Delta L}{x_0}$,

$$\frac{q_n}{q_d} \approx 2 \frac{\delta}{\Delta L} \left(2 + \frac{L}{x_0} \right). \quad (\text{V.7}')$$

В случае преломленных волн, используя формулы (V.2) и (V.5), найдем:

$$\frac{q_n}{q_d} = \frac{2\delta}{x_0 + \delta} \left(3\frac{x_0 + L}{\Delta L} - \left| \frac{-x_0 + L}{\Delta L} - \frac{1}{2} \right| - \frac{1}{2} \right); \quad (\text{V.8})$$

$$\frac{q_n}{q_d} \approx \frac{2\delta}{\Delta L} \left(3 + \frac{L}{x_0} - \left| -1 + \frac{L}{x_0} \right| \right) = \begin{cases} \frac{8\delta}{\Delta L}, & \text{при } L > x_0, \\ 4\frac{\delta}{\Delta L} \left(1 + \frac{L}{x_0} \right), & \text{при } L \leq x_0. \end{cases} \quad (\text{V.8}')$$

В обоих случаях (отраженные и преломленные волны) отношение $\frac{q_n}{q_d}$ зависит от величин $\frac{\delta}{\Delta L}$ и $\frac{L}{x_0}$. В системе координат $\frac{q_n}{q_d}, \frac{2\sigma}{\Delta L}$, в двойном логарифмическом масштабе эта зависимость изображается в виде семейства параллельных прямых с параметром $\frac{L}{x_0}$ (см. рис. 63, б). Отношение количества источников в системах непрерывных наблюдений и зондирований увеличивается с ростом значений $\frac{\delta}{\Delta L}$ и $\frac{L}{x_0}$. При $\frac{\delta}{\Delta L} > 0,25$ и при любых значениях параметра $\frac{L}{x_0}$ система зондирований содержит меньше источников ($\frac{q_n}{q_d} > 1$).

При $\frac{\delta}{\Delta L} < 0,125$ таким же преимуществом обладает система непрерывных наблюдений ($\frac{q_n}{q_d} < 1$). В промежуточной области отношение $\frac{q_n}{q_d}$ принимает значения от 0,5 до 2. Параметр $\frac{L}{x_0}$ влияет на величину $\frac{q_n}{q_d}$ не очень сильно: при фиксированном значении $\frac{\delta}{\Delta L}$ отношение числа источников может изменяться не более чем в 2 раза за счет варьирования $\frac{L}{x_0}$.

Перейдем к сравнению числа сейсмических записей. В случае отраженных волн отношение этих величин, определяемых формулами (V.3) и (V.6), равно

$$\frac{S_n}{S_d} = \frac{\delta \left(1 + \frac{\Delta x}{\Delta L} \right)}{3\Delta x \left(1 + \frac{\delta}{x_0} \right)}. \quad (\text{V.9})$$

На практике величины $\frac{\Delta x}{\Delta L}$ и $\frac{\delta}{x_0}$ обычно много меньше единицы. Пренебрегая ими, получим

$$\frac{S_n}{S_d} = \frac{\delta}{3\Delta x}. \quad (\text{V.9}')$$

Для преломленных волн, с учетом участков перекрытия нагоняющих годографов, найдем, используя формулы (V.4) и (V.6):

$$\frac{S_n}{S_d} = \frac{\delta}{n\Delta x (1 + \delta/x_0)} \left[2 \left(1 + \frac{\Delta x}{\Delta L} \right) + \frac{f}{x_0} \left(\frac{\Delta L}{L} - 1 \right) \right] \quad (\text{V.10})$$

или, пренебрегая малыми величинами $\frac{\Delta x}{\Delta L}$ и $\frac{\delta}{x_0}$,

$$\frac{S_n}{S_d} \approx \frac{\delta}{3\Delta x} \left[1 + \frac{f}{2x_0} \left(\frac{\Delta L}{L} - 1 \right) \right]. \quad (\text{V.10}')$$

Во всех рассмотренных случаях величина $\frac{S_n}{S_d}$ прямо пропорциональна отношению требуемой плотности определения глубин к шагу сейсмогра-

Исследование	Длина профиля $2\lambda_0$, км	Шаг сейсмографов Δx , км	Детальность исследования δ , км	Дальность регистрации L , км	Область регистрации ΔL , км	q_n/q_d	S_n/S_d (при $n=6$)
I. Изучение подошвы земной коры: рекогносцировочное							
преломленные волны ($p=2$ км)	500	0,1	25	250	50	4	83
закритические отражения	500	0,1	25	250	50	3	83
детальное*							
преломленные волны ($p=2$ км)	500	0,1	5	250	50	0,8	17
закритические отражения	500	0,1	5	250	50	0,8	17
II. Изучение границ в консолидированной коре: рекогносцировочное							
преломленные волны	500	0,1	25	100	50	2,8	83
отраженные волны	500	0,1	25	100	50	2,4	83
детальное							
преломленные волны	200	0,1	5	100	50	0,8	17
отраженные волны	200	0,1	5	100	50	0,6	17
III. Изучение поверхности фундамента платформ преломленными волнами (условия Западно-Сибирской низменности):							
рекогносцировочное	500	0,05	5	15	5	4	33
детальное	100	0,05	0,5	15	5	0,5	3,3
IV. Изучение осадочного чехла отраженными волнами:							
поиски структур второго порядка	500	0,02	5	1	1	20	83
поиски локальных поднятий	200	0,02	2	1	1	8	83
разведка локальных поднятий	25	0,02	0,25	1	1	1	4,2

фов. На практике последнее отношение всегда значительно больше единицы и при малодетальных исследованиях достигает нескольких сотен. Соответственно количество сейсмических записей при работах методикой зондирования может быть меньшим, чем в случае непрерывных наблюдений, примерно на два порядка.

Полученные соотношения позволяют дать сравнительную оценку трудоемкости полевых работ по системам непрерывных наблюдений и зондирования. Результаты расчетов для различных видов исследований приведены в табл. 3.

Таким образом, для непрерывных систем наблюдений требования, вытекающие из условия надежности позиционной корреляции волн, значительно более жесткие, чем те, которые обусловлены необходимой детальностью определения параметров среды. Особенно велико это несоответствие в случае рекогносцировочных работ — число сейсмических записей на профиле может быть на несколько порядков большим, чем необходимое число пунктов определения глубин и скоростей. В результате при рекогносцировочных работах с использованием непрерывных систем наблюдений получается значительная избыточная информация, не требуемая для решения стоящей задачи. Это снижает темпы исследований и увеличивает их стоимость.

При работах методикой зондирования можно строить системы наблюдений в полном соответствии с необходимой детальностью изучения среды. Дискретная корреляция опорных волн не накладывает жестких ограничений на плотность наблюдений. Поэтому исследования рекогносцировочного характера можно осуществлять при значительно меньшем объеме полевых работ и в более короткие сроки. По сравнению с непрерывными

системами при использовании зондирований на рекогносцировочном этапе возможен выигрыш в числе источников колебаний в несколько раз, а в количестве сейсмических записей — во многие десятки раз. При переходе к детальным исследованиям преимущества зондирований теряются.

Следовательно, глубинные сейсмические исследования целесообразно вести поэтапно, используя для рекогносцировочных работ методику зондирований и переходя к системам непрерывных наблюдений при работах повышенной детальности. Найденные выше соотношения помогают выбрать подходящий вид наблюдений в конкретных условиях при заданной детальности исследований.

§ 3. ТОЧЕЧНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ, ШТРИХОВОЕ И ПУНКТИРНОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Штриховое и пунктирное профилирования, кратко охарактеризованные во введении, в настоящее время широко применяются зарубежными исследователями для малодетального изучения земной коры и верхов мантии. Ниже приводится сравнительный анализ, не претендующий на полноту охвата всех вопросов этой модификации глубинных сейсмических исследований (в том виде, в котором она используется при работах за рубежом на суше) и методики точечных зондирований с целью сравнения возможностей этих методик для решения задач рекогносцировочного этапа работ.

Системы наблюдений используемые за рубежом, как правило, просты и относительно малотрудоемки, нередко являясь комбинацией штрихового и пунктирного профилирования: наряду с короткими продольными установками сейсмографов применяются изолированные одноканальные регистраторы. Трасса, вдоль которой располагаются источники и приемники колебаний, должна быть прямолинейной. Это ограничение, от которого в значительной степени свободна методика точечных зондирований, может вызвать существенные затруднения при работах в труднодоступной местности.

Важное отличие сравниваемых систем наблюдений состоит в подходе к выбору интервалов регистрации колебаний. При пунктирном профилировании приемники относительно равномерно распределены, начиная от источника колебаний вплоть до определенного расстояния (до 200—300 км). В методике зондирований волновое поле регистрируется только на тех интервалах удалений от источника, где волны от основных границ выделяются наиболее надежно. Это сокращает количество сейсмических записей и повышает эффективность изучения главных (для рекогносцировочного этапа работ) особенностей строения среды. Равномерность регистрации при пунктирном профилировании обеспечивает естественный переход от рекогносцировочных наблюдений к детальным путем простого сгущения сети приемников. Однако, имея в виду задачи рекогносцировочного этапа, существенным становится то, что информация о строении среды, которая может быть надежно получена при малодетальных исследованиях, неравномерно распределена в волновом поле на разных удалениях от источника. Поэтому равномерность приемников приводит к получению значительного числа малоинформативных сейсмических записей в ущерб изучению тех участков волнового поля, которые могли бы быть эффективно использованы для интерпретации.

Сравним трудоемкость точечных зондирований и пунктирного профилирования, взяв в качестве характерных примеров параметры соответствующих систем наблюдений в Байкальском районе [56] и в США [148]. Поставим задачу изучения земной коры на всю ее мощность по профилю длиной $2x_0 = 500$ км с той детальностью, которая принята при исследованиях в этих районах.

При работах методикой точечных зондирований в рассматриваемых условиях необходимы две системы наблюдений: одна — с базами зондирований 40—60 км — используется для изучения внутреннего строения консолидированной коры с одновременным прослеживанием отраженных и преломленных волн, вторая — для регистрации преломленной и отраженной волн от границы М на удалениях около 200 км от источника. Среднее расстояние между центрами соседних зондирований в обеих системах равно $\delta = 25$ км. На каждом зондировании применяется шестиканальная регистрирующая установка ($n = 6$). Источники колебаний — общие для обеих систем зондирований. При одновременном использовании восьми регистрирующих станций достаточен один взрыв в каждом пункте. Подставив приведенные параметры в формулы (V.9) и (V.10), найдем общее количество источников (q_d) и сейсмических записей (S_d) в системах точечных зондирований: $q_d = 5$, $S_d = 264$.

Определим число источников (q_p) и сейсмических записей (S_p) для типичной системы пунктирных наблюдений на 500-километровом профиле, которая обычно выглядит следующим образом. При взрывах на обоих концах и в середине профиля получают две пары встречных годографов в интервале расстояний 0—250 км от источника. Среднее расстояние между сейсмографами примем равным 5 км (в ряде случаев оно бывает в несколько раз большим). Простые расчеты приводят к следующим результатам: $q_p = 3$, $S_p = 200$.

При ограниченном числе одновременно работающих регистраторов может потребоваться повторение взрывов в одном и том же пункте.

Следовательно, системы точечных зондирований и пунктирного профилирования близки по трудоемкости полевых наблюдений. Пунктирное профилирование несколько более экономично, особенно по числу источников колебаний. Однако, имея в виду, что при сравнении не ставилось условия получить равноценную по надежности и полноте информацию о глубинном строении, необходимо рассмотреть другие стороны сравниваемых методик.

Идентификация волн, в весьма значительной степени влияющая на получаемые результаты, существенно различается в сравниваемых методиках. Как уже отмечалось (§ 3 гл. II), условия дискретной корреляции в методике зондирований более благоприятны, так как регистрация колебаний ведется в специально выбранных интервалах удалений от источника, оптимальных для выделения данной волны или группы волн. Кроме того, используются эффективные приемы контроля корреляции по совокупности записей с введением количественных оценок достоверности выделения волн.

По материалам пунктирного профилирования достаточно надежно прослеживаются волны в первых вступлениях. Анализ последующей части записи обычно затруднен. При использовании одиночных сейсмических трасс теряется важный для идентификации волн признак кажущейся скорости; за регулярную волну могут быть ошибочно приняты случайные колебания с малым радиусом корреляции. Из-за значительных (5 км и более) расстояний между одиночными записями нельзя с достаточной эффективностью применить основные критерии позиционной корреляции: синфазность колебаний, плавное изменение по профилю амплитуд и других особенностей формы записи прослеживаемой волны. Транспозиционная корреляция (идентификация одноименных волн по записям от разных источников) также затруднена, так как из-за значительных (150—300 км) расстояний между пунктами взрыва, как правило, для большинства волн не создается корреляционно увязанной системы годографов. Взаимные точки обычно имеют только годографы преломленных волн от границы М. Годографы волн от внутрикоровых границ друг с другом не связаны.

Зарубежные исследователи, по всей видимости, в значительно большей степени, чем это имеет место при работах непрерывным профилиро-

ванием и точечными зондированиями в СССР, опираются при выделении и прослеживании волн на заранее принятые концепции о модели среды. Они стремятся соответствующие этим моделям теоретические годографы хотя бы в грубом приближении согласовать с наблюдаемым волновым полем, как правило, без должного учета практически всегда имеющих горизонтальных неоднородностей среды. Накладываемые на монтаж сейсмограмм, представленных в едином масштабе времени, теоретические годографы рассматриваются как своеобразные корреляционные линии. Обычно имеет место значительная неоднозначность корреляции волн по материалам пунктирного профилирования, особенно в последующей части сейсмограмм, где в данном случае отсутствуют сколько-нибудь обоснованные критерии прослеживания той или иной волны от одной трассы к другой. Необходимость иметь достаточно протяженные годографы вынуждает интерпретатора к попыткам прослеживания волн и на неблагоприятных для их выделения интервалах, где корреляция не может быть осуществлена надежно и проводится с большой степенью субъективности.

Способы определения параметров среды по материалам точечных зондирований, подробно рассмотренные в гл. IV, позволяют определять геометрические характеристики разреза и распределение скоростей в среде с точностью и детальностью, достаточными для решения задач рекогносцировочного этапа исследований. Это подтверждено сравнением получаемых результатов с данными непрерывного профилирования в разнообразных условиях, в том числе при достаточно сложном глубинном строении.

Не обсуждая специально способов интерпретации, применяемых за рубежом при глубинных сейсмических исследованиях, остановимся кратко на некоторых наиболее существенных особенностях, свойственных малодетальному пунктирному профилированию и обусловленных используемыми схемами наблюдений и условиями корреляции волн.

Уже отмечалось, что из-за неполноты схем наблюдений при работах за рубежом обычно получается система годографов, не связанных корреляционно друг с другом. Поэтому для определения параметров среды нередко рассматриваются отдельно взятые одиночные годографы, по которым в случае головных и рефрагированных волн нельзя достаточно корректно учесть и выявить влияние горизонтальных неоднородностей среды, даже если последние имеют линейный характер. В этой ситуации интерпретатор вынужден принимать модель среды, в которой упругие параметры меняются (плавно либо скачками) только по вертикали. Представление об изменениях скоростей упругих волн и геометрических параметров среды вдоль профиля получают в результате интерполяции данных по редкой сети определений по одиночным годографам, отстоящим друг от друга на значительные расстояния (до 200 км и более).

Следствием этих особенностей являются не всегда достаточная (даже для рекогносцировочных исследований) детальность изучения горизонтальных неоднородностей среды и относительно невысокая достоверность выявления вертикальных изменений скорости внутри земной коры. При решении последней задачи за рубежом нередко делаются попытки очень детального расчленения разреза, в том числе и с выделением волноводных слоев в коре.

Представляет интерес определить погрешности в параметрах среды, если в случае реальных наклонных границ интерпретация ведется в предположении горизонтального залегания.

Рассмотрим слоистую модель, в которой границы между отдельными слоями составляют с осью x угол φ , одинаковый для всех границ. Знак φ положителен в направлении падения. Примем, что мощности всех k слоев ($k = 1, 2, 3, \dots$) одинаковы, а скорости нарастают от слоя к слою равномерно, т. е.

$$v_2 - v_1 = v_3 - v_2 = \dots = v_n - v_{n-1}.$$

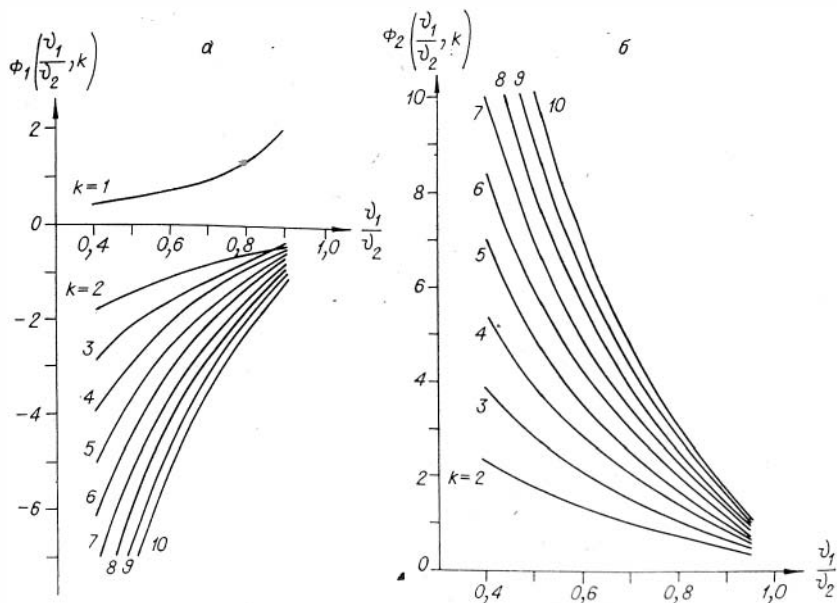


Рис. 64. Графики функций: а — $\Phi_1(v_1/v_2, k)$ и б — $\Phi_2(v_1/v_2, k)$.

В такой модели не будет наблюдаться эффекта выпадения слоев. Выражения для ошибок в глубине и скорости могут быть записаны [98] в виде:

$$\frac{\Delta h_k}{h_k} = \varphi \Phi_1\left(\frac{v_1}{v_2}, k\right),$$

$$\frac{\Delta v_k}{v_k} = -\varphi \Phi_2\left(\frac{v_1}{v_2}, k\right).$$

Графики функций Φ_1 и Φ_2 изображены на рис. 64.

Численные результаты рассмотрим для семислойной модели земной коры. Изменение скорости с глубиной происходит от 5,5 до 8,0 км/с, полная мощность составляет 42 км. Выбранные параметры скоростного разреза характерны для осредненного континентального разреза земной коры (рис. 65). Проанализируем возможные ошибки при интерпретации, если экспериментальные данные представлены в виде одиночного годографа, двух нагоняющих и двух встречных годографов.

1. *Одиночный годограф.* Ошибки при определении граничной скорости увеличиваются для всех более глубоких горизонтов и составляют для $\varphi = 2^\circ$ соответственно 1,65; 2,52; 2,94; 3,43; 3,87 и 4,25% (см. рис. 65). При наклоне 5° они равны для тех же границ 4; 5,83; 7,24; 8,57; 9,73 и 10,70%.

Ошибки в глубинах до преломляющих горизонтов характеризуются несколько другим распределением. Как при $\varphi = 2^\circ$, так и при $\varphi = 5^\circ$ максимальная ошибка имеет место при определении глубины до первого преломляющего горизонта и равна соответственно 7,62 и 19%. При переходе к более глубоким горизонтам меняется знак ошибки и происходит своего рода компенсация. При наклоне 2° ошибки составляют 3,1; 1,7; 0,9; 0,03; и 0,04%, для $\varphi = 5^\circ$ — 7,2; 4,3; 2,25; 0,8 и 0,1%.

2. *Нагоняющие годографы.* Предполагалось, что на первом этапе по каждому из годографов независимо определялись граничные скорости и глубины до преломляющих горизонтов. В этом случае ошибки будут те же, что и при интерпретации одиночного годографа. Далее через две скоростные колонки проводились изолинии скоростей. При углах $\varphi = 2^\circ$,

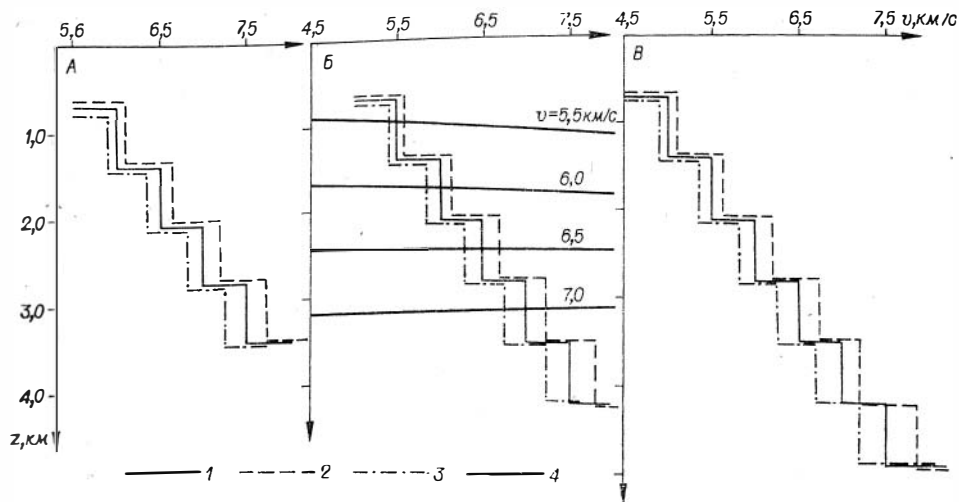


Рис. 65. Пример искажений в глубинах и скоростях, связанных с недоучетом наклона преломляющих границ раздела. В качестве исходной взята семислойная модель земной коры с одинаковой мощностью каждого слоя, равной 7 км, и перепадом скоростей между слоями 0,5 км/с.

1 — исходный вертикальный разрез; 2 — колонки скоростей, полученные при обработке годографа в направлении падения соответственно с источниками в пунктах А, В, В; 3 — то же в направлении восстания; 4 — линии равных скоростей, полученные в результате независимой обработки двух встречных годографов с источниками в точках В и В.

5° наклон изолиний практически не отличается от теоретически заданных, а ошибки в скоростях приблизительно такие же, что и для одиночного годографа.

3. *Встречные годографы.* Интерпретация встречных годографов проводилась так же, как и в случае нагоняющих. Для каждого из годографов ошибки характеризуются противоположным знаком, поэтому изолинии равных скоростей также могут характеризоваться противоположными знаками наклона, т. е. имеет место существенное искажение структурных форм. Так, при $\varphi = 2^\circ$ наклон первого преломляющего горизонта совпадает с заданным, второй и третий горизонты уже существенно искажены, а наклоны четвертой и последующих границ имеют противоположный знак по сравнению с исходным (см. рис. 65). Еще более разительные искажения структурных форм наблюдаются при $\varphi = 5^\circ$. Здесь уже первый преломляющий горизонт характеризуется противоположным знаком наклона по сравнению с исходным.

Проведенный анализ показывает, что использование простейших систем одиночных годографов либо пар нагоняющих и встречных годографов при независимой их обработке приводит к весьма существенным ошибкам в глубинах, углах наклона и скоростях даже при очень малых углах наклона границ раздела.

В реальных условиях, по-видимому, моноклинальное залегание наблюдается чаще всего на относительно небольших участках профиля, вряд ли превышающих приблизительно 100 км. Но в то же время локальные наклоны могут изменять знак, что приводит к видимому увеличению дифференциации разреза по скоростям и искажениям в структурных формах приблизительно такого же порядка, что и полученные выше для моноклинального залегания.

Разрезы земной коры, получаемые по данным сравниваемых методов, несколько различаются. В результате штрихового и пунктирного профилирования обычно получается более дробное расчленение земной коры по вертикали, так как волновое поле регистрируется относительно равномерно во всем интервале удалений от источника. Поэтому имеется возмож-

ность с той или иной степенью надежности выделить достаточно большое число волн с устойчивыми характеристиками в пределах одного или двух встречных годографов. При этом, однако, не все волны (а, следовательно, и соответствующие им границы) могут быть идентифицированы на всем исследуемом профиле.

Методика точечных зондирований, уступая штриховому профилированию в подробности вертикального расчленения разреза, позволяет получить более детальные и надежные сведения о горизонтальных неоднородностях среды, о ее блоковом строении с выделением зон глубинных разломов. Повышенная надежность изучения горизонтальных неоднородностей в методике зондирований обеспечивается прослеживанием только наиболее четких волн от опорных границ. По полученным таким образом данным достаточно уверенно определяются как морфология этих границ, так и основные особенности изменения скоростей упругих волн вдоль исследуемых маршрутов.

При выборе конкретной методики рекогносцировочных исследований большую роль играют условия проведения полевых работ. Штриховое и пунктирное профилирование могут оказаться экономически выгоднее в легкодоступных районах, когда по тем или иным причинам затруднено производство взрывов в большом числе пунктов. В труднодоступных районах, таких как Сибирь и Дальний Восток, с залесенной, заболоченной либо гористой местностью методика точечных зондирований обладает бесспорными преимуществами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДИКИ ЗОНДИРОВАНИЙ

Изложенные в предыдущих главах методические и аппаратные разработки привели к созданию эффективной методики региональных сейсмических работ в труднодоступных районах, что позволило приступить к систематическому изучению строения глубоких недр на обширных территориях Сибири с решением двух основных задач: 1) регионального исследования фундамента Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, прежде всего в связи с потребностями геологии нефти и газа; 2) изучения глубинного строения земной коры и верхов мантии. Методика освоена рядом производственных организаций. В частности, на территории Тюменской области эти работы выполнены на профилях вдоль основных речных магистралей (Обь, Иртыш, Конда, Казым, Демьянка, Пяку-Пур, Вах и др.), где в дальнейшем были открыты крупнейшие нефтяные и газовые месторождения. В районе Шаимского структурного вала выполнены крупномасштабные площадные съемки на площади 2750 км², а результаты их полностью подтверждены детальными сейсмическими работами МОВ и бурением.

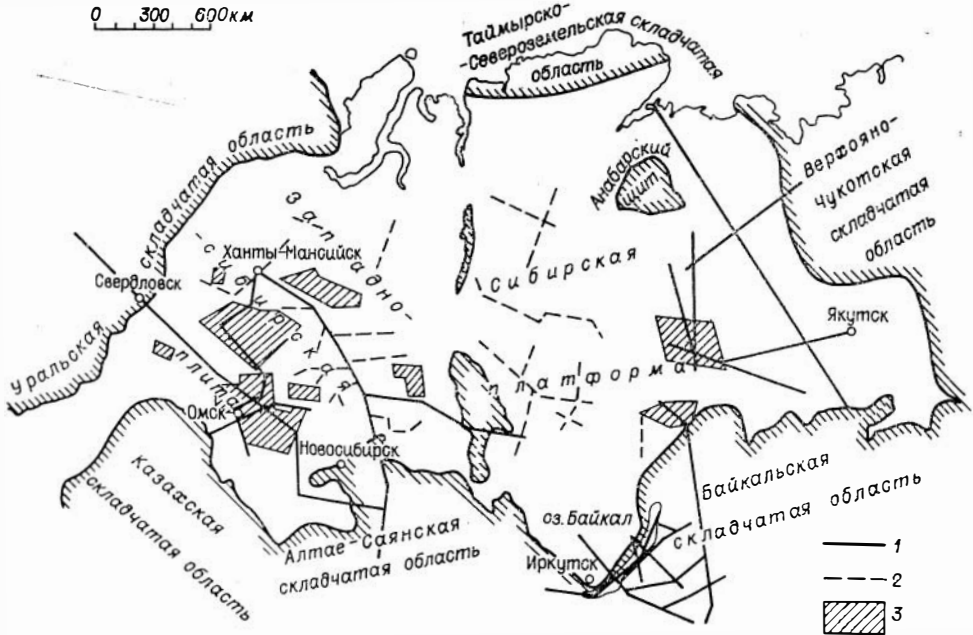


Рис. 66. Схема основных маршрутов и площадей региональных сейсмических исследований в Сибири.

1 — профили ГСЗ; 2 — профили, выполненные для изучения фундамента; 3 — участки площадного изучения фундамента.

Изучение поверхности фундамента методикой зондирований, начатое в конце 50-х гг. в Тюменской области, широкое развитие получило с середины 60-х гг. вначале на территории Западно-Сибирской плиты, а затем и на Сибирской платформе (в районах Тунгусской синеклизы, Непского свода, Якутии). Протяженность исследованных маршрутов достигает 25 тыс. км; в отдельных районах проведены площадные съемки. В последнее время перешли к площадному изучению не только поверхности фундамента, но и внутренней структуры его верхней 5—10-километровой толщи. Такие работы, выполненные на юге Западно-Сибирской плиты на площади 100 тыс. км², важны в связи с проблемой изучения палеозойских отложений этого региона.

Исследования всей толщи земной коры и верхов мантии по региональным маршрутам и, в отдельных случаях, в виде площадных съемок явились первым применением сейсмологии взрывов при изучении глубоких недр Сибири. Работы проведены в центральной и южной частях Западно-Сибирской плиты, в южных и восточных районах Сибирской платформы, в пределах Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей, в зоне Байкальского рифта. Полученные результаты достаточно представительны как по объему исследований (16 тыс. км маршрутов), так и по охвату разнообразных геологических ситуаций. Кроме того, новая методика была применена для сейсмического изучения глубинного строения Антарктиды, выполненного впервые советскими исследователями, и использована при интерпретации материалов взрывной сейсмологии, полученных американскими геофизиками в районе оз. Верхнего (Канадский щит).

Полученные результаты являются итогом относительно малодетальных работ рекогносцировочного этапа. Их целью было экспрессное выявление крупных черт строения глубоких недр обширных регионов. На наиболее интересных участках должны быть проведены детальные исследования. Размещение маршрутных и площадных работ методикой зондирования в Сибири показано на рис. 66.

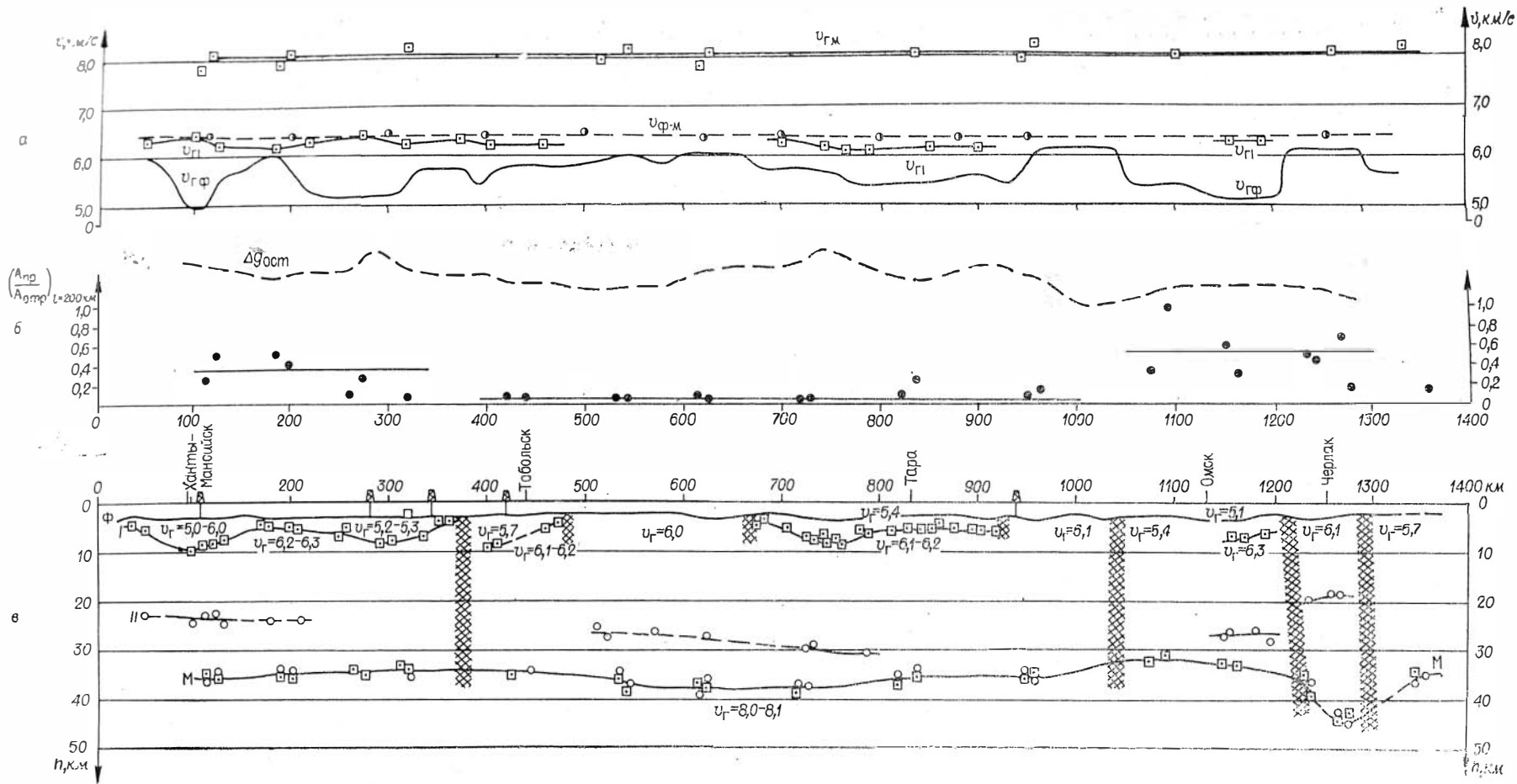
Постановке указанных работ предшествовало опробование новой методики на материалах высокодетальных сейсмических исследований разной глубинности в разнообразных геологических условиях.

§ 1. ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Основной геологической структурой на рассматриваемой территории является эпигерцинская Западно-Сибирская плита, в осадочном чехле которой открыты богатейшие залежи нефти и газа. Плита обрамлена палеозойскими складчатыми сооружениями Урала, Казахской горной страны, Алтая и Саян; на востоке она граничит с древней Сибирской платформой.

О строении глубоких зон земной коры и верхов мантии в Западной Сибири до постановки работ методом ГСЗ имелись лишь очень схематичные сведения, полученные главным образом на основе материалов гравитационного и магнитного методов. Перед глубинными сейсмическими исследованиями рекогносцировочного этапа была поставлена задача выявления общих закономерностей строения складчатого фундамента, глубоких зон земной коры и верхов мантии, районирование территории по особенностям строения недр с выделением крупных коро-мантийных блоков и зон глубинных разломов. Данные глубинного сейсмического зондирования должны были служить опорой для углубленного геологического истолкования всей совокупности геофизических материалов.

В этом регионе первые исследования методом ГСЗ проведены в 1959 г. (СНИИГГиМС, Новосибирский геофизический трест [82]) на 300-километровом непрерывном профиле к юго-востоку от г. Барабинска. В 1962—



1970 гг. Новосибирским, Томским ГУ и ИГиГ СО АН СССР методикой точечных сейсмических зондирований изучено строение земной коры и верхов мантии по серии связанных между собой маршрутов общей протяженностью 6 тыс. км [60, 110, 97 и др.] (см. рис. 66). В труднодоступной части региона для сейсмических маршрутов использованы практически все судоходные реки южнее широтного течения Оби.

Основными результативными построениями, рассматриваемыми ниже, являются сейсмические разрезы по пяти связанным региональным маршрутам* (рис. 67—71) и составленная на их основе блок-схема (рис. 72). Эти данные характеризуют крупные черты строения земной коры и верхов мантии в центральной и южной частях Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления на участках Енисейского кряжа, Алтае-Саянской области и Северного Казахстана. Для характеристики свойств глубинных пород разрезы сопровождаются графиками средних и граничных скоростей вдоль соответствующих маршрутов.

Строение верхней части консолидированной коры

Сейсмические исследования верхней части консолидированной коры выполнены с детальностью, позволяющей выявить аномалии скоростей в среде и глубинные структуры с поперечником в первые десятки километров и более. Для составления сейсмической модели этой части разреза привлечены некоторые результаты работ методом отраженных волн (МОВ). Охарактеризуем основные сейсмические границы.

Отражающая граница f , прослеживаемая по данным МОВ, залегает в самой нижней части мезозойско-кайнозойского платформенного чехла и может с достаточным для региональных работ приближением считаться его подошвой.

Преломляющая поверхность Φ . Преломленные и обменные (типа *PPS*) волны от нее во внутренних районах Западно-Сибирской плиты обычно регистрируются на зондированиях с базами 10—25 км. На сводах поднятий эта граница совпадает с подошвой платформенного чехла (с границей f). В прогибах указанные границы расходятся на 1—2 км. Заключенный между ними слой имеет скорость упругих волн до 4,5—4,8 км/с и, по всей видимости, соответствует осадочно-вулканогенным породам предположительно триас-нижнеюрского возраста. При переходе через границу Φ резко возрастает скорость распространения упругих волн, вследствие чего на ней образуются четкие преломленные волны. Резкое перепада упругих свойств на этой границе подтверждается возникновением на ней достаточно интенсивных преломленных и проходящих обменных волн. Граница Φ в обнаженных районах совпадает с дневной поверхностью, во внутренних районах Западно-Сибирской плиты погружается до 4,4 км, а на севере и северо-востоке плиты (р. Пур, пизовья р. Енисей) достигает 6—7 км. Кривая распределения граничной скорости (v_p) характеризуется широким диапазоном изменений и имеет сложный двухмодальный вид с максимумами на значениях 5,7 и 6,1 км/с. Отмеченные особенности свидетельствуют о значительной петрографической неоднородности пород, выходящих на поверхность Φ .

Следующая, более глубокая **граница I** также выделена по данным преломленных волн на зондированиях с базами 30—60 км. На исследованной территории максимальное ее погружение достигает 11 км. Граница имеет

Рис. 69. Маршрут г. Ханты-Мансийск — пос. Черлак. Усл. обозн. см. на рис. 67.

* При составлении разрезов использованы также результаты ГСЗ по непрерывным профилям через Средний Урал (УТГУ, ИГ УНЦ АН СССР) и Барабинск—Овечкино (СНИИГГиМС, НТГУ).

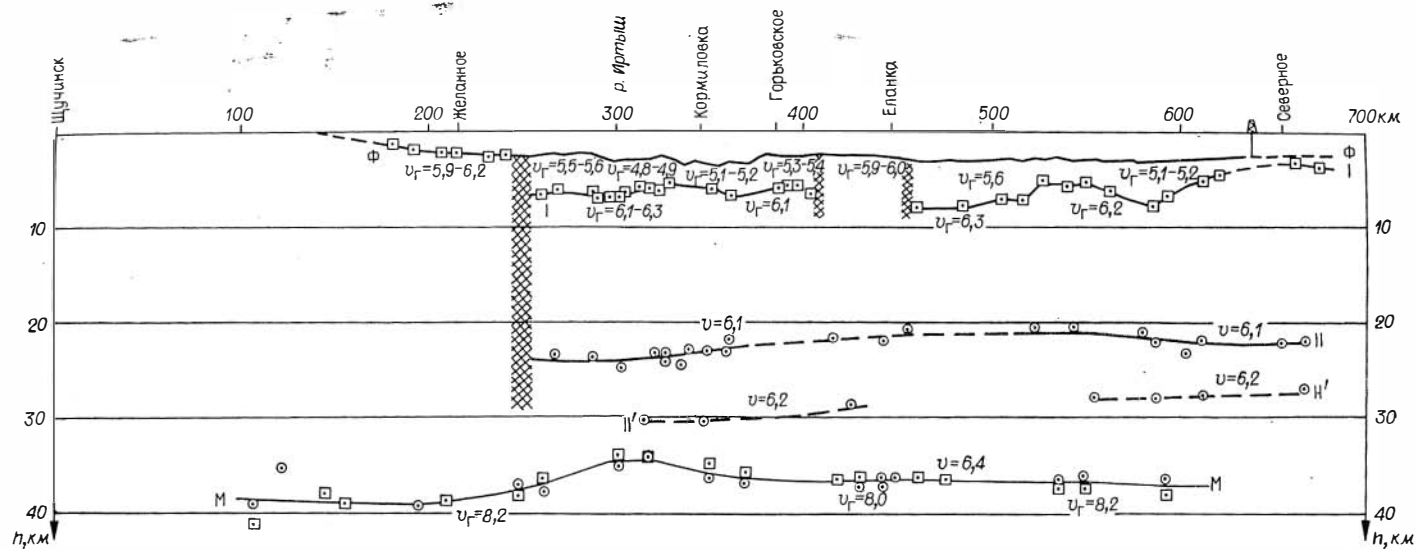


Рис. 70. Сейсмический разрез по маршруту через север Казахской складчатой области и юг Западно-Сибирской плиты. Усл. обозн. см. на рис. 67.

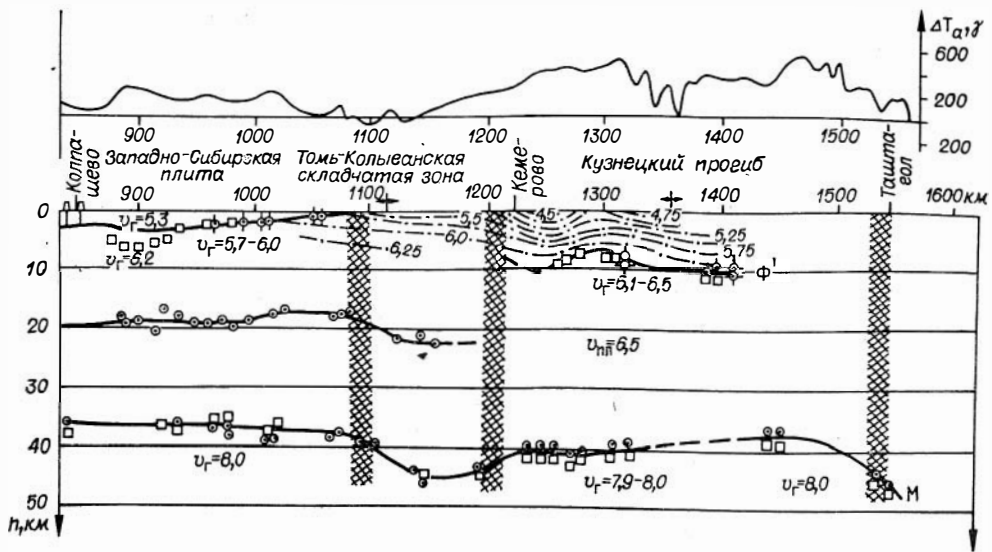


Рис. 71. Маршрут г. Колпашево — г. Таштагол. Усл. обозн. см. на рис. 67.

прерывистое распространение и типично блоковую форму рельефа. Протяженные участки сравнительно пологого ее залегания нарушены многокилометровыми уступами, по которым она воздымается до уровня поверхности Φ либо обнажается на дневной поверхности (в районах Салаирского и Енисейского кряжей). Величина граничной скорости более выдержана, чем на поверхности Φ , и составляет 6,0—6,6 км/с. На вопрос о том, сопровождается ли граница I резким скачком скорости или плавным изменением упругих свойств в некотором интервале глубин, по имеющимся данным нельзя дать вполне определенный ответ для всей исследованной территории. В одних случаях (район Кузнецкого прогиба) зарегистрированы четкие обменные волны (преломленные и проходящие) от этой границы, следовательно, здесь существует достаточно резкий скачок скоростей. В других районах (широтное течение р. Оби) таких волн получить не удалось, и вопрос о резкости границы остается в значительной степени неопределенным.

По совокупности данных о геометрии сейсмических границ Φ и I и о распределении скоростей в среде на исследованной территории Западной Сибири можно выделить три типа строения верхней части земной коры, показанных на рис. 73 в виде схематических колонок. О распространении разных типов строения можно судить по блок-схеме на рис. 72.

К *первому типу* отнесем участки, где существует граница I, залегающая на 2—10 км глубже поверхности Φ . На таких участках скорость распространения упругих волн на поверхности Φ несколько понижена и обычно составляет 5,0—5,6 км/с, т. е. соответствует левому максимуму кривой распределения v_r . Этот тип строения распространен на 70% общей протяженности всех профилей ГСЗ. В зоне складчатого обрамления таким разрезом характеризуется территория Кузнецкого прогиба.

Второй тип разреза не содержит границы I. Характерно высокое значение граничной скорости на поверхности Φ (6,1—6,4 км/с). В данном случае на этой поверхности, по всей видимости, обнажаются породы, обычно залегающие под границей I. Отмеченные особенности строения встречаются в пределах Западно-Сибирской плиты (например, на участке Обского маршрута между селами Александровское и Усть-Тым) и в обнаженных районах (Салаирский кряж).

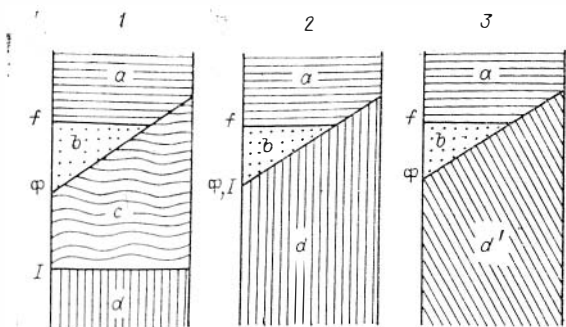


Рис. 73. Типы сейсмических разрезов верхней части земной коры на юге Западно-Сибирской плиты.

a — платформенный чехол; b, c, d' — слои со скоростью $v_{п}$, км/с: $b \approx 4,5-4,8$ (триас-нижнеюрские породы), $c \approx 5,0-5,6$, возможно, сложен слабометаморфизованными палеозойскими породами, $d \approx 6,0-6,4$; d' — вертикально-градиентная среда ($v_0 \approx 5,5$ км/с, $dv/dz \approx 0,1$ с⁻¹). f, Φ, I — опорные сейсмические границы.

Указанным трем типам сейсмического разреза соответствуют три типа блоков фундамента, разграниченных глубинными разломами и образующих в плане сложную мозаичную структуру, которая в южных районах Западно-Сибирской плиты изучается методикой площадных сейсмических зондирований.

Глубокие зоны земной коры и верхи мантии

Строение глубоких частей разреза изучено менее детально с выявлением глубинных структур с поперечником около 100 км и более.

В средней части разреза земной коры на глубинах 15—30 км по данным отраженных волн, зарегистрированным на расстояниях 40—70 км от источника, установлена граница II. Соответствующие ей записи преломленных волн получены только в районе восточнее г. Ханты-Мансийска, граничная скорость здесь около 7 км/с. Граница следится прерывисто с разной степенью надежности. На разобщенных участках, возможно, прослежены разные сейсмические поверхности. Наиболее уверенные данные получены по маршруту г. Ханты-Мансийск — г. Колпашево — г. Кемерово и на нижнем окончании профиля по р. Иртыш. Углы наклона рассматриваемой границы обычно не превышают 2°, за исключением участков резких флексуобразных изгибов. На таких участках при более детальных исследованиях, возможно, будут установлены многокилометровые уступы с разрывом границы.

Раздел Мохоровичича (М) изучен по данным отраженных и преломленных волн на зондированиях с базами 170—220 км. Характеристики этой границы представляют особый интерес, так как позволяют судить о свойствах верхов мантии Земли.

Глубины залегания границы М на исследованной территории Западной Сибири изменяются от 32 до 52 км. Среднее значение глубин для Западно-Сибирской плиты на 8—10 км меньше, чем в прилегающих районах складчатого обрамления.

Рельеф поверхности мантии отображает блоковый характер последней. Во внутренней части плиты преобладают участки почти горизонтального залегания этой поверхности. Переходы от участка к участку сопровождаются резкими изменениями глубины до поверхности мантии. Минимальные глубины (32 км) установлены в районе г. Омска, максимальные (44—45 км) — в восточной приенисейской части плиты.

Третий тип разреза, также без границы I, установлен в обнаженной Томь-Кольванской складчатой зоне и на участках к северу от нее вплоть до района г. Колпашево. В отличие от разреза второго типа здесь скорость на поверхности Φ равна 5,3—5,9 км/с, а нижележащая толща пород мощностью около 5 км является в первом приближении градиентной средой, в которой скорость увеличивается в среднем на 0,05—0,15 км/с на каждый километр глубины. Максимальное возрастание скорости характерно для обнаженных участков.

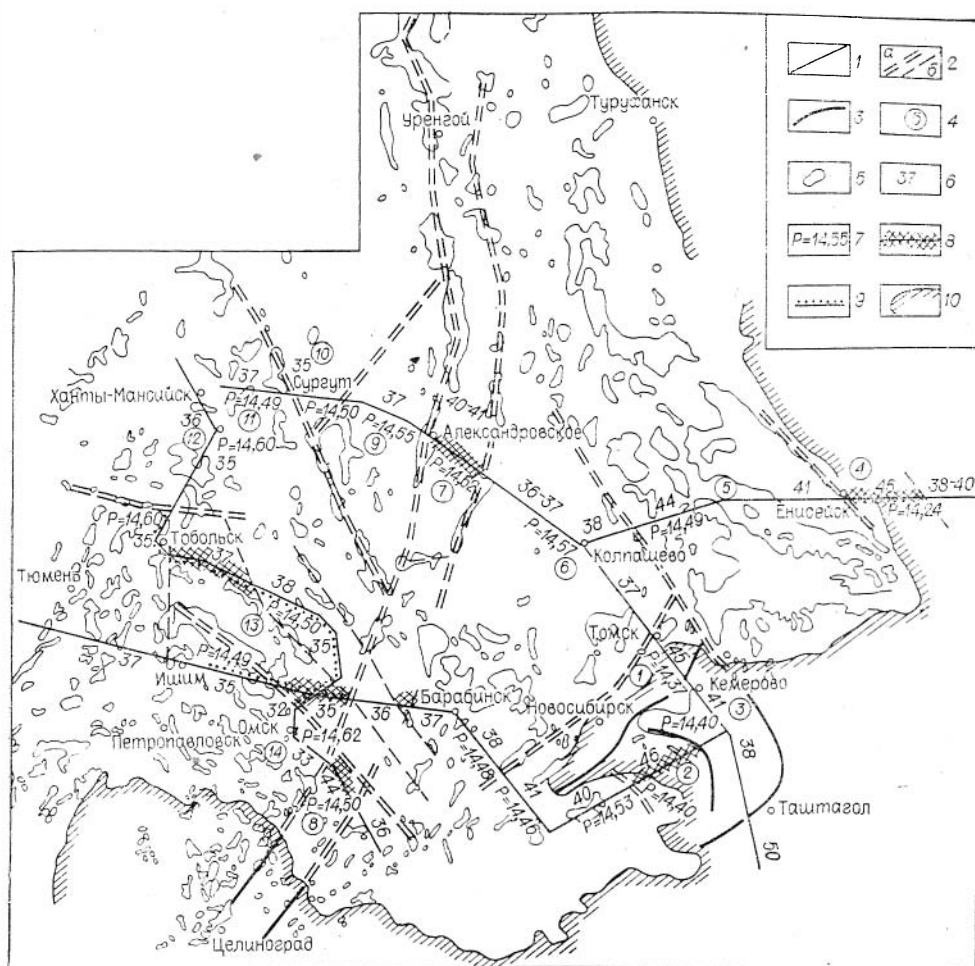


Рис. 74. Схема блоков земной коры Западной Сибири.

1 — профили ГСЗ; 2 — зоны глубинных разломов по данным ГСЗ (трассирование по аномалиям магнитного и гравитационного полей): а — разломы, захватывающие всю кристаллическую кору; б — разломы, проявленные в верхней части коры; 3 — глубинные разломы по геологическим данным; 4 — номера блоков; 5 — положительные аномалии магнитного поля; 6 — значения мощности земной коры; 7 — величина давления (в килобарах) на глубине 50 км; 8 — участки с высокими (6,0—6,4 км/с) значениями скорости на поверхности фундамента; 9 — участки с аномальными свойствами верхов мантии; 10 — граница складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты.

В распределении углов наклона границы М также проявляются черты блоковости. Наряду с преобладанием небольших углов (0—3°) отмечаются повышенные их значения, свойственные участкам относительно резких флексур, а, возможно, и уступов поверхности мантии. Амплитуды флексур (уступов) обычно составляют несколько километров, достигая в отдельных случаях 8—10 км.

Средняя величина граничной скорости на границе М для Западно-Сибирской плиты близка к нормальному значению и равна 8,0 км/с. Характерна выдержанность скорости в пределах всей исследованной территории плиты — систематические отклонения от среднего значения не превышают $\pm 0,1$ км/с. Переход к районам складчатого обрамления, как правило, сопровождается увеличением скорости в верхах мантии. Особенно значительны различия с районами Урала и Северного Казахстана, где скорость на 0,3—0,4 км/с больше, чем на территории Западно-Сибирской плиты.

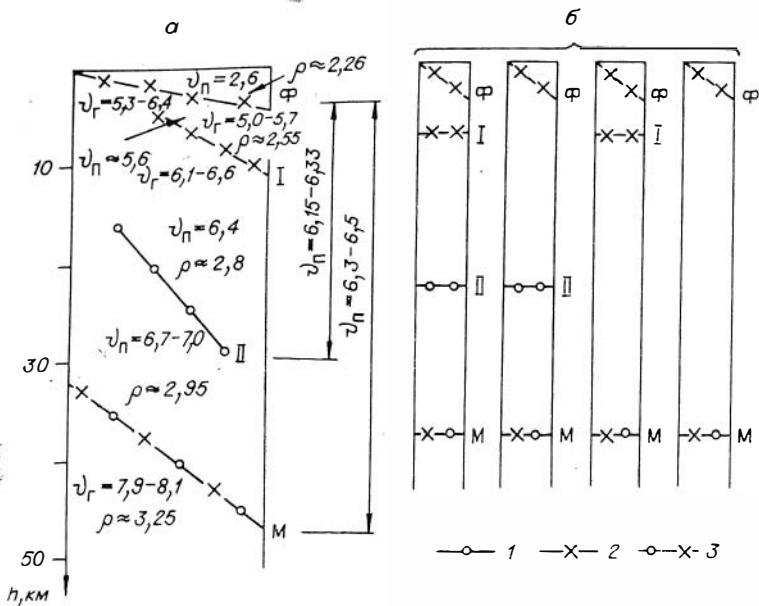


Рис. 75. Схемы расчленения земной коры Западной Сибири по упругим свойствам.

а — обобщенная схема; *б* — схемы для отдельных районов. Ф — поверхность фундамента; М — раздел Мохоровичича; I и II — границы внутри консолидированной коры.

1 — отражающая граница; 2 — преломляющая граница; 3 — отражающая и преломляющая граница. v_r , v_n — граничные и среднепластовые скорости, км/с; ρ — плотность, г/см³.

Дополнительные сведения о свойствах самой верхней части мантии получены по динамическим характеристикам отраженной и преломленной волн от раздела Мохоровичича. Величина отношений амплитуд названных волн, зарегистрированных на одной сейсмограмме при фиксированном расстоянии от источника (200 км) на большей части исследованной территории колеблется в пределах 1,5—10 и равна в среднем 4. Аномальные, резко повышенные значения со средней величиной около 26 и диапазоном изменения 10—50 получены в юго-западной части Западно-Сибирской плиты вблизи городов Тобольск, Омск и Ишим (рис. 74). Сравнение этих экспериментальных данных с результатами теоретических расчетов для ряда моделей среды позволяет предположить, что на большей части территории скорость под границей М нарастает с глубиной в среднем 2—5 м/с на каждый километр глубины. В аномальной области величина градиента скорости практически равна нулю. Таким образом, наряду с выдержанностью скорости распространения упругих волн вдоль поверхности мантии в пределах всей южной половины Западно-Сибирской плиты верхи мантии неоднородны по величине вертикального градиента скорости.

По совокупности охарактеризованных выше данных метода ГСЗ основные черты глубинного строения на исследованной территории Западной Сибири формулируются следующим образом.

1. Наряду с регионально выдержанными сейсмическими границами — поверхностью фундамента и разделом Мохоровичича — в земной коре выделяются промежуточные границы, распространенные не повсеместно. Из-за их прерывистости и выклинивания толщи осадочных пород земная кора на разных участках (при одинаковой детальности исследований) подразделяется на неодинаковое число слоев — от одного до четырех. Обобщенные данные о расчленении разреза по упругим свойствам представлены на рис. 75.

2. Поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты в региональном плане имеет относительно мало расчлененный рельеф с преобладанием углов наклона в $1-2^\circ$ и весьма сложное распределение граничной скорости с амплитудой ее изменения более $1,5$ км/с. Все нижележащие границы характеризуются блоковой формой рельефа — протяженные участки их пологого залегания под углами $0-3^\circ$ нарушаются резкими флексурами или уступами со смещением в несколько километров.

3. Поверхности мантии под Западно-Сибирской плитой свойственна выдержанная величина граничной скорости $7,9-8,1$ км/с. В прилегающих районах складчатого обрамления значения скорости увеличиваются до $8,2-8,4$ км/с. На юго-западе плиты, на участке с горизонтальными размерами в несколько сотен километров, выявлена аномалия в динамических характеристиках упругих волн от границы М. Вероятная причина аномалии — пониженная величина вертикального градиента скорости в породах, слагающих самую верхнюю часть мантии Земли.

Закономерности глубинного строения Западной Сибири

Анализ общих соотношений начнем со сравнения геометрических характеристик основных сейсмических границ и слоев, залегающих на разных глубинах.

Для количественной оценки неоднородностей структуры недр рассмотрим величины среднеквадратических отклонений глубин залегания границ (σ_h), их наклона (σ_φ), а также мощностей слоев (σ_H). Отклонения берутся от средних значений соответствующих параметров, характеризующих расчлененность рельефа сейсмических границ и изменчивость мощностей слоев. Соответствующие данные для границ Ф, I, II, М в порядке возрастания их средних глубин (\bar{h}) приведены ниже. Данные относятся к маршруту городов Ханты-Мансийск — Колпашево — Кемерово, где надежно прослежены все границы раздела. Маршрут проходит через центральную и прибортовую части Западно-Сибирской плиты, пересекает обнаженный участок Томь-Кольванской складчатой зоны. Каждый параметр рассчитан по 20—30 значениям, осредненным на базе 50 км:

Граница	\bar{h} , км	σ_h , км	σ_φ	Слой	σ_H , км
Ф	2,7	$\pm 1,1$	$\pm 0^\circ 55'$	О—Ф	$\pm 1,1$
I	5,6	$\pm 1,8$	$\pm 2^\circ 40'$	Ф—I	$\pm 1,8$
II	21,0	$\pm 2,8$	$\pm 1^\circ 50'$	I—II	$\pm 2,0$
М	38,3	$\pm 2,8$	$\pm 2^\circ 20'$	II—М	$\pm 4,8$

Приведенные данные показывают общую тенденцию увеличения геометрических неоднородностей строения от верхних границ и слоев к нижним. Рельеф поверхности фундамента (Ф) и мощность слоя осадочных отложений (О—Ф) наименее изменчивы — все сравниваемые параметры для более глубоких частей разреза имеют в 2—4 раза большие значения. Платформенный чехол Западно-Сибирской плиты, как известно, дислоцирован очень слабо. Например, колебания поверхности контакта меловых и палеогеновых отложений не выходят из интервала глубин $0-800$ м при региональных наклонах всего лишь $0^\circ-0^\circ 12'$. Еще меньшая расчлененность свойственна дневной поверхности: по рассматриваемому маршруту минимальные и максимальные высоты рельефа равны соответственно $+50$ и $+300$ м.

Перейдем к сравнению латеральных неоднородностей на разных уровнях разреза, используя данные о скоростях распространения упругих

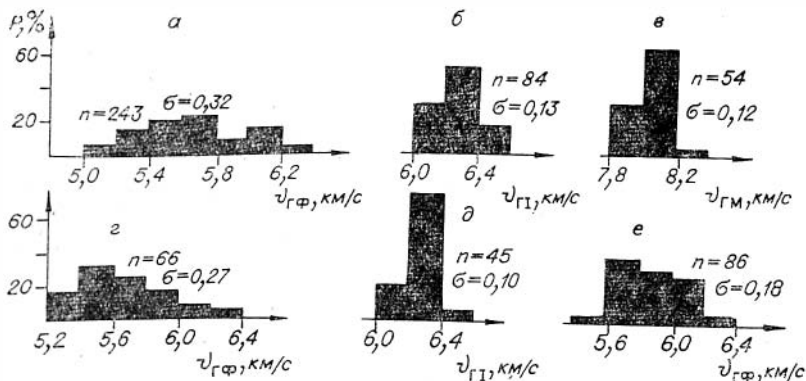


Рис. 76. Гистограммы граничной скорости на границах Ф, I и М. Данные для границы Ф: а — исходные значения, г — осредненные значения на базе 100 км, е — то же с приведением к термодинамическим условиям вблизи поверхности мантии. Данные для границы I: б — исходные значения, д — осредненные значения на базе 100 км, в — исходные значения для границы М.

волн вдоль опорных преломляющих границ Ф, I и М, средние глубины залегания которых составляют 3,7 и 38 км. Соответствующие граничные скорости (v_r) несут информацию о свойствах горных пород, слагающих верхнюю часть консолидированной коры и верхней мантии. Исходная информация достаточно представительна: в Западной Сибири на профилях протяженностью около 6 тыс. км получено несколько сотен близких по точности единичных определений граничной скорости.

За меру латеральной неоднородности среды по значениям v_r возьмем величину среднеквадратического отклонения (σ_{v_r}) скорости от среднего ее значения для каждой границы. Величины σ_{v_r} для границ Ф, I и М равны соответственно 0,32; 0,13 и 0,12 км/с. Соответствующие гистограммы даны на рис. 76, а, б, в. Эти величины определяются не только реальной неоднородностью среды, но и неодинаковой детальностью изучения разных границ, поскольку, как уже отмечалось, при использованной методике сейсмических работ граничная скорость на поверхности М находится для ее участков протяженностью около 100 км, а интервал осреднения свойств границы Ф примерно в 10 раз меньше. С целью получения сравнимых характеристик исходные данные о v_r по границам Ф и I были соответствующим образом осреднены на базе 100 км (рис. 76 г, д). При этом, естественно, утрачивается информация о неоднородностях с размерами менее 100 км. После этой операции значения σ_{v_r} для границ Ф, I и М стали соответственно равными 0,27; 0,10 и 0,12 км/с.

Следовательно, наиболее неоднородной по упругим свойствам является толща пород, залегающая непосредственно под границей Ф. С возрастом глубины степень неоднородности быстро уменьшается: на уровне границы I она становится в 2—3 раза меньше. Неоднородность самой верхней части мантии почти такая же, как и у пород консолидированной коры вблизи границы I, т. е. на глубинах 7—10 км. Последний вывод находится в противоречии с широко распространенным представлением о значительно большей гомогенности мантии по сравнению с консолидированной корой. Возможной причиной этого противоречия является неучет предыдущими исследователями различий в детальности сейсмической и другой геофизической информации, получаемой по коровым и мантийным границам. Не следует также упускать из внимания то, что полученные нами данные относятся только к крупным неоднородностям с горизонтальными размерами более 100 км.

Попытаемся перейти от рассмотренных выше неоднородностей распределения скорости упругих волн к приближенным оценкам неоднород-

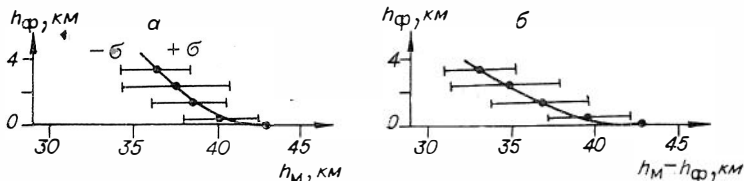


Рис. 77. Зависимости глубин до раздела Мохоровичича (а) и мощности консолидированной коры (б) от глубины до поверхности фундамента на территории Западной Сибири.

ности состава горных пород на разных глубинах. Для этого нужно учесть влияние на скорость упругих волн термодинамических условий, которые существенно различны на рассматриваемых уровнях разреза. Используя известные по данным лабораторных экспериментов [84] зависимости скорости от давления и температуры, приведем значения v_r на границах Ф и I к условиям границы М, приняв для нее давление равным 9000 кг/см^2 и температуру в 500°C . Полученное распределение скорости на границе Ф (см. рис. 76, е) изменилось существенно, а для границы I осталось практически неизменным. После такого приведения значения σ_{v_r} можно рассматривать в качестве приближенной косвенной характеристики неоднородности состава пород на соответствующих уровнях разреза. Для границ Ф, I и М эти значения получились достаточно близкими: 0,18; 0,10 и 0,12 км/с соответственно.

Рассмотрим связи геометрических параметров для регионально распространенных границ Ф и М. Корреляционные графики (рис. 77) для глубин залегания этих границ, мощностей осадочного слоя и толщи консолидированной коры (слоя между границами Ф и М) построены каждый по 85 парам значений, снятых через 50 км на сейсмических профилях в пределах всей исследованной территории. На рисунках показаны осредненные значения для километровых интервалов вертикальной оси. Отрезки горизонтальных прямых соответствуют среднеквадратическим отклонениям (σ) от этих средних значений. Рассматриваемые величины связаны обратными корреляционными зависимостями. Погружение поверхности фундамента от 0 до 4 км сопровождается подъемом раздела Мохоровичича с 43 до 36 км. Увеличению мощности осадочного чехла до 4 км отвечает уменьшение толщины консолидированной коры от 43 до 32 км. Следовательно, гигантской впадине Западно-Сибирской низменности, проявленной в верхних слоях разреза, соответствует столь же обширное воздымание поверхности мантии Земли с примерно вдвое большей амплитудой и с сокращением мощности консолидированной коры более чем на 10 км.

Приведенные корреляционные связи характеризуются большой дисперсией, следовательно, кроме намеченных выше закономерностей, свойственных Западно-Сибирской плите и ее обрамлению в целом, существуют значительные неоднородности глубинного строения в пределах крупных структур.

Зависимости для внутренней части Западно-Сибирской плиты. Чтобы ослабить влияние рассмотренных выше региональных зависимостей, связанных с изменением мощности осадочного чехла, ограничимся данными по районам с относительно выдержанными (в интервале 2—4 км) глубинами до поверхности Ф. Для этого выберем соответствующие участки на южном окончании Иртышского маршрута и на маршруте городов Ханты-Мансийск — Колпашево — Томск. Точки отсчета глубин выберем через каждые 50 км.

Корреляционные графики для глубин залегания границ I, II и М приведены на рис. 78. Там же показано, что глубины до границы Ф мало отличаются во всех точках. Между глубинами h_I и h_M , а также h_{II} и h_M существуют достаточно тесные обратные корреляционные зависимости

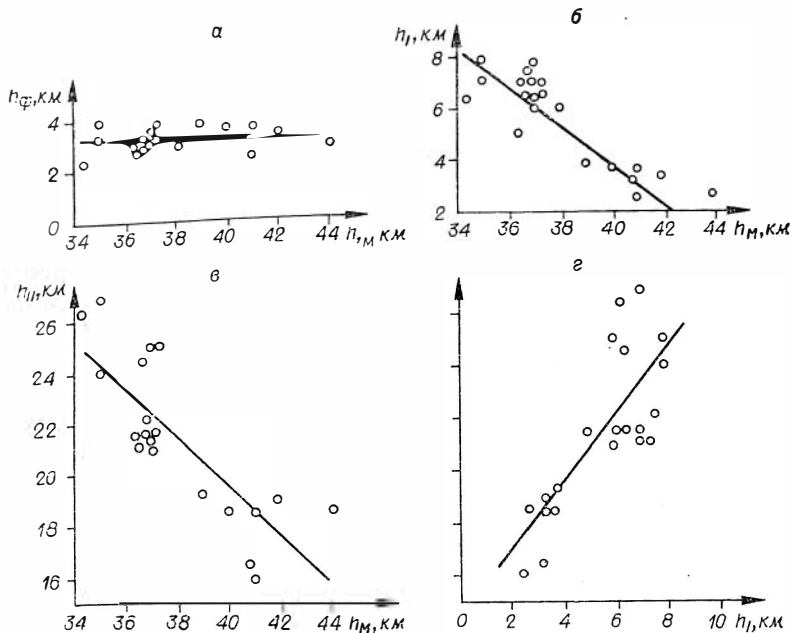


Рис. 78. Корреляционные графики глубин залегания сейсмических границ (внутренняя часть Западно-Сибирской плиты).

(см. рис. 78, б, в.). Коэффициенты корреляции (r) равны соответственно $-0,84$ и $-0,79$, среднеквадратические отклонения (σ) от линий регрессии составляют $\pm 1,1$ и $\pm 1,8$ км. Увеличению глубин h_M соответствует уменьшение значений h_I и h_{II} , т. е. устанавливается инверсионное соотношение форм рельефа поверхности мантии с вышележащими границами внутри консолидированной коры. Глубины границ I и II (рис. 78, г) связаны прямой корреляционной зависимостью ($r = +0,79$, $\sigma = \pm 1,9$ км), т. е. эти поверхности залегают в общем согласно.

Рассмотрим корреляционные зависимости мощностей (Н) слоев Ф—I, I—II и II—М от полной мощности земной коры (рис. 79). Толщина верхнего слоя (Ф—I) изменяется скачком от нулевых значений до 2—4,5 км. Нулевые значения соответствуют полному выклиниванию рассматриваемого слоя и приурочены к участкам с утолщенной корой (39—44 км). Вторая группа значений характерна для коры с мощностью 34—38 км.

Мощность второго слоя (I—II) имеет слабую тенденцию ($r = -0,49$) к некоторому уменьшению при возрастании толщины коры (рис. 79, б). Среднеквадратическое отклонение от среднего значения (~ 15 км) составляет ± 2 км, т. е. мощность слоя относительно выдержана.

Весьма тесная связь устанавливается между мощностью самого нижнего слоя (II—М) и полной мощностью коры ($r = 0,94$, $\sigma = \pm 1,8$ км). Утолщения и утонения всей земной коры и ее нижнего слоя совпадают (рис. 79, в). Вследствие инверсионного соотношения рельефа поверхностей II и М толщина ограниченного ими слоя наиболее изменчива. Полный размах ее колебаний примерно в 2 раза больше, чем у всей толщи земной коры и в 3—4 раза превышает изменения для любого другого слоя.

Таким образом, во внутренней части Западно-Сибирской плиты с относительно выдержанной мощностью осадочного чехла существуют обратные (инверсионные) соотношения глубин залегания поверхности мантии с вышележащими границами консолидированной коры. Наиболее непостоянна мощность нижнего слоя земной коры, толщина его изменяется в

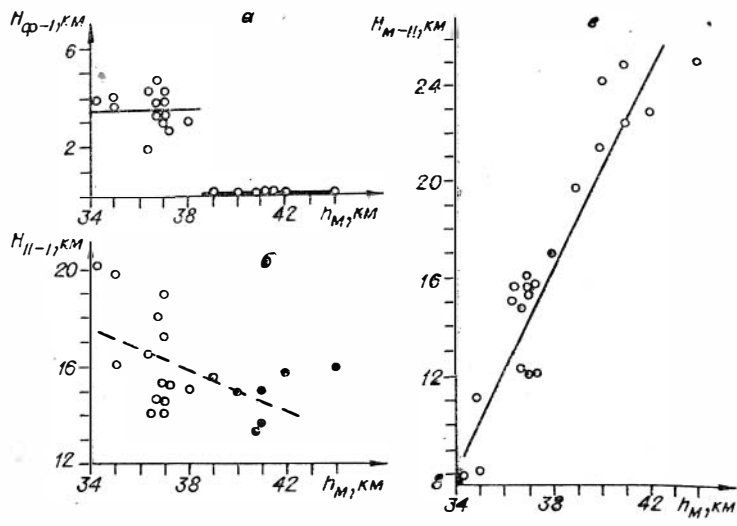


Рис. 79. Корреляционные графики для мощностей слоев земной коры (внутренняя часть Западно-Сибирской плиты).

общем согласно с изменением мощности всей коры, но с примерно вдвое большей амплитудой.

Зависимости для прибортовой зоны Западно-Сибирской плиты, т. е. для участков перехода к горному обрамлению, важны в связи с выяснением причин образования огромной депрессии на территории Западно-Сибирской низменности.

Выше было показано, что при переходе от обнаженных районов к внутренним участкам плиты происходит сокращение мощностей всей земной коры и особенно ее консолидированной толщи. Рассмотрим, какие изменения происходят при этом внутри коры.

Изменение мощности слоев земной коры на участке сочленения с обнаженной Томь-Колыванской складчатой зоной в районе г. Томска заключается в следующем (см. рис. 71). При погружении границы Ф от уровня дневной поверхности до глубины 3 км мощность верхнего слоя консолидированной коры, ограниченного поверхностями Ф и II (граница I на рассматриваемом участке не установлена), сохраняется практически неизменной, так как границы Ф и II залегают согласно. Мощность нижнего слоя (II—M) закономерно уменьшается от обнаженной части к внутренней зоне плиты. Сокращение толщины этого слоя составляет около 6 км и в пределах точности исходных данных совпадает с величиной уменьшения мощности консолидированной коры (слоя Ф—M). Следовательно, изменение толщины консолидированной коры происходит целиком за счет нижней ее части. Нарастивание слоя платформенных осадков до 3 км лишь наполовину компенсирует этот эффект, поэтому общая мощность земной коры уменьшается в сторону внутренней зоны плиты.

Близкие к изложенным выше изменения глубинного строения видны и на схематизированном разрезе по Свердловскому пересечению (см. рис. 67). Восточное погружение поверхности обнаженных на Урале складчатых пород сопровождается сокращением толщины земной коры в основном за счет ее нижнего слоя. На профилях к югу от г. Барабинска (см. рис. 68) и на участке, прилегающем к Северному Казахстану (см. рис. 70), мощность коры также сокращается в направлении к погруженной части плиты, верхние слои залегают почти согласно, с увеличением глубины происходит инверсия структурных форм.

Изложенные особенности соотношения сейсмических границ на разных глубинах позволяют предполагать о вероятной причине образования на территории Западно-Сибирской плиты обширной мезозойско-кайнозойской депрессии, выполненной осадочными породами. Раздел Мохоровичича и ряд глубинных границ внутри земной коры, по мнению большинства исследователей [14, 125 и др.], являются вторичными, наложенными. В ходе геологического развития возможно перемещение этих границ на другие гипсометрические уровни и изменение их форм. Причиной могла быть перестройка нижней части земной коры на территории современной депрессии. Раздел Мохоровичича и границы в нижней части коры переместились на более высокие уровни. В результате увеличилась плотность пород в преобразованной части разреза и нарушилось изостатическое равновесие обширной территории. Это привело к постепенному прогибанию земной коры на огромной площади, сопровождавшемуся заполнением образующейся впадины осадками.

Существующее в настоящее время инверсионное соотношение рельефа верхних и нижних границ коры можно объяснить тем, что амплитуда опускания была меньше по сравнению с первоначальным перемещением нижних горизонтов вверх по разрезу. По этой же причине осталась уменьшенной величина мощности земной коры. О полной величине восходящего перемещения раздела Мохоровичича можно приближенно судить по разнице мощностей консолидированной коры в пределах Западно-Сибирской плиты и в районах ее горного обрамления, равного в среднем 10 км.

Основные результаты анализа особенностей строения и свойств консолидированной земной коры Западной Сибири на разных глубинах состоят в следующем.

1. Изменчивость глубин залегания сейсмических границ и мощностей слоев земной коры, как правило, увеличивается с глубиной. Неоднородность латерального распределения скоростей упругих волн резко уменьшается с увеличением глубины только в самой верхней части разреза (между границами Ф и I). Более глубокие зоны земной коры, если ограничиться рассмотрением неоднородностей с горизонтальными размерами более 100 км, по-видимому, не отличаются существенно от верхней части мантии по степени гомогенности упругих свойств.

2. Общей для всей территории является обратная связь между глубинами до поверхности фундамента и раздела Мохоровичича. Обширной впадине Западно-Сибирской плиты, имеющей на изученной площади по поверхности фундамента амплитуду около 4 км, соответствует воздымание поверхности мантии с почти вдвое большей амплитудой и сокращением толщины консолидированной коры в среднем на 10 км по отношению к районам складчатого обрамления. В большинстве случаев отмечается инверсионное соотношение рельефа поверхности мантии и вышележащих границ в консолидированной коре.

3. Мощность нижнего («базальтового») слоя наиболее непостоянна и изменяется в соответствии с толщиной всей земной коры. Однако мощности слоев верхней («гранитной» и осадочной) части разреза часто изменяются согласованно и суммарная их толщина колеблется на величину до 10 км.

4. На основе особенностей изменения строения глубоких недр при переходе от районов горного обрамления к Западно-Сибирской плите представляется вероятным, что причиной прогибания территории плиты в мезо- и кайнозойскую эры явилась перестройка нижней части земной коры в результате восходящего перемещения раздела Мохоровичича с преобразованием части пород коры в вещество мантии. Возникшее нарушение изостатического равновесия привело к образованию обширного длительно живущего седиментационного бассейна на площади современной Западно-Сибирской низменности.

Блоковая структура земной коры Западной Сибири

Выделение блоков и разломов. К представлению о блоковом строении земной коры приводят следующие особенности. На протяженных (100 км и более) участках профилей глубины залегания сейсмических границ, толщина земной коры, дробность ее расчленения по вертикали, мощности отдельных слоев и значения скорости упругих волн изменяются мало. В узких зонах сочленения таких участков по всей толще консолидированной коры все или большинство названных параметров меняются резко. Часто эти зоны являются границами прослеживания некоторых сейсмических поверхностей. Амплитуды резких изменений рельефа сейсмических границ (в виде флексур или с разрывами сплошности) обычно составляют 3—7 км. Мощности слоев могут изменяться еще больше. Скачки граничной скорости на поверхности фундамента достигают 0,5—1 км/с. В некоторых случаях заметно изменяются средние и пластовые скорости.

Участки с выдержанным строением недр рассматриваются как блоки земной коры. В зонах сочленения блоков, по всей вероятности, развиты крупные глубинные разломы, многие из которых пронизывают всю толщу коры и, возможно, верхи мантии Земли. Большинство глубинных разломов проявлено в гравитационном и магнитном полях в виде протяженных зон интенсивных положительных магнитных аномалий, гравитационных «ступеней» и смены структуры аномальных полей. Это позволяет более уверенно выделять зоны вероятных глубинных разломов и трассировать их на значительные удаления от сейсмических маршрутов.

По совокупности указанных признаков для значительной части Западно-Сибирской плиты и некоторых районов ее складчатого обрамления составлена схема блоков земной коры (см. рис. 74), где выделены крупные блоки, проявленные по всей толще земной коры и разграниченные разломами, достигающими верхов мантии. В ряде мест отражена более мелкая разблокировка, выявленная только в верхней части консолидированной коры. Доминируют пересекающиеся зоны глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений и намечаются разломы с почти меридиональным и широтным простираниями. В результате вырисовывается важная особенность строения земной коры: наличие мозаичной системы крупных угловатых блоков с горизонтальными размерами в 100 км и более. Охарактеризуем кратко отдельные блоки.

Алтае-Саянская складчатая область изучена сейсмическим методом на участках Томь-Кольванской зоны, Салаира, Кузнецкого прогиба и частично в Горной Шории. Земная кора Томь-Кольванской складчатой зоны, которой соответствует обособленный блок I, утолщена до 45—46 км и превосходит по мощности соседние блоки на 5—7 км. Отражающая граница II внутри земной коры залегает на глубине около 22 км, т. е. на 4 км глубже, чем на прилегающем участке Западно-Сибирской плиты.

Вышележащая часть разреза не содержит четких протяженных границ и может в первом приближении рассматриваться как градиентная среда с нарастанием скорости от 5,5 км/с вблизи дневной поверхности до 6 км/с на глубинах 3—5 км.

Блок 2 соответствует обнаженной части Салаирского антиклинория и прилегающему участку Западно-Сибирской плиты. Блок ограничен глубинными разломами, расположенными в 20 км к востоку от г. Барнаула и на границе с Кузнецким прогибом. Характерно инверсионное соотношение сейсмических границ М и II: подошва коры прогнута до глубин около 46 км, граница II приподнята. Самая верхняя часть разреза сложена породами с высокой скоростью упругих волн (6,0—6,3 км/с).

Блок 3 совпадает с территорией Кузнецкого прогиба. Мощность земной коры составляет 38—41 км, т. е. на 5—10 км меньше, чем в прилегающих горных районах, сочленение с которыми происходит по зонам глу-

бинных разломов. Преломляющая граница I в верхней части коры характеризуется изменчивыми значениями граничной скорости (6,1—6,5 км/с) и глубин залегания (7—10 км), по всей видимости, соответствуя поверхности интенсивно метаморфизованного складчатого основания прогиба. Структура толщи осадочных пород над границей I охарактеризована изолиниями пластовых скоростей по данным рефрагированных волн.

Енисейский кряж и западная окраина Сибирской платформы пересечены сейсмическим профилем по широтному течению р. Ангары. Енисейский кряж (блок 4) граничит с Западно-Сибирской плитой по глубинному разлому. При переходе к кряжу мощность коры возрастает с 41 до 47 км, перестают следиться сейсмические поверхности I и II. Скорость распространения упругих волн в верхней части коры Енисейского кряжа повышена (6 км/с). Средняя скорость во всей толще коры в меридиональном направлении примерно на 0,2 км/с больше, чем в широтном, что вместе с отсутствием выдержанных границ внутри коры, вероятно, указывает на широкое развитие в ней субмеридиональных дизъюнктивов, распространяющихся на большую глубину.

При переходе к западной окраине Сибирской платформы мощность земной коры плавно уменьшается до 38—41 км, а на глубинах 8—15 км установлена отражающая граница, которая может соответствовать поверхности архейского цоколя платформы.

Западно-Сибирская плита также подразделяется на ряд крупных блоков с различным глубинным строением земной коры.

Крайний восточный блок 5 расположен между Енисейским кряжем и продолжением Кузнецко-Алтайской зоны глубинных разломов. Мощность коры увеличена (до 44—45 км) по сравнению с прилегающими участками плиты. На глубинах 20—22 км прослежена отражающая граница II. Выше лежащая преломляющая поверхность I имеет резко расчлененный, по-видимому, блоковый рельеф (4—11 км) и изменчивые значения граничной скорости (6,2—6,6 км/с). Эта граница, по-видимому, соответствует поверхности древнего кристаллического фундамента. Слой между границами I и Ф, вероятно, сложен умеренно дислоцированными, слабо метаморфизованными осадочными породами палеозоя, вскрытыми в данном районе глубокими скважинами под мезо-кайнозойским платформенным чехлом. Внутренняя структура восточного блока неоднородна. На участке Касской впадины граница I прогнута на 3—4 км, а раздел Мохоровичича поднят до 41 км. На этом же участке отмечено понижение значений граничной скорости на поверхности I и средней скорости до границы II.

Блок 6 на востоке ограничен Кузнецко-Алтайской зоной разломов, на западе — разломом в районе устья р. Тым, на юго-востоке сочленяется с обнаженной Томь-Колыванской зоной. Юго-западное продолжение блока не изучено. Мощность земной коры равна 37—38 км. Граница II залегает в диапазоне глубин 20—22 км. Преломляющая поверхность I в толще фундамента установлена только на двух ограниченных участках, являясь ложем впадин с амплитудой прогиба 3—4 км и поперечником не более 100 км, выполненных относительно слабо метаморфизованными породами. На остальной территории блока верхняя часть фундамента является градиентной средой, как и в пределах Томь-Колыванской складчатой зоны.

Блоки 7 и 8, резко выделяющиеся по особенностям строения, установлены соответственно на Обском (участок между селами Александровское и Усть-Тым) и Иртышском (район с. Черлак) маршрутах. В глубинном строении этих блоков много общего: на поверхности фундамента выведены породы с высокой (6,1—6,4 км/с) скоростью упругих волн, земная кора имеет мощность более 40 км и утолщена на 4—8 км по отношению к прилегающим участкам. Четко проявляется инверсия структурных форм: прогибам по границе M соответствуют поднятия поверхностей II и I. Западным ограничением обоих блоков служит Омская зона разломов, пересекающая

всю Западно-Сибирскую низменность. По особенностям магнитного поля блок 7 трассируется на север вплоть до Северного Ледовитого океана, а блок 8 — в область обнаженных структур Северного Казахстана, где является приподнятой частью каледонских сооружений. Возможно, рассматриваемые блоки образуют единую погребенную структуру протяженностью в несколько тысяч километров с поперечником 100—200 км, которая несет основную мозаичную систему угловатых блоков. Примерно на широте г. Омска эта структура нарушена поперечными разломами северо-западного простирания, здесь выявлено сложное строение земной коры, отличающееся от описанного выше.

Блоки 9, 10 и 11 изучены вдоль широтного течения р. Оби. Мощность коры меняется мало (36—37 км). Граница II последовательно поднимается от блока к блоку с 25—26 км на западе до 21 км на востоке. Во всех блоках установлена преломляющая граница I с выдержанными глубинами залегания (6—8 км) и граничной скоростью (6,2—6,4 км/с). Значение скорости на поверхности фундамента несколько понижено и изменяется мало (5,2—5,6 км/с).

Блок 12 ограничен с юга субширотным разломом в районе г. Тобольска и прослежен на север до г. Ханты-Мансийска. При переходе через южный разлом изменяются строение верхней части консолидированной коры (см. рис. 74) и характер записей упругих волн от границы M. Мощность коры блока равна 35—36 км. Отражающая граница II намечена только в северной его половине на глубинах 22—23 км. Верхняя часть консолидированной коры неоднородна: граничная скорость на поверхности фундамента изменяется от 5 до 6 км/с, резко изменчивы глубины залегания преломляющей границы I в толще фундамента (4—10 км). Значительные различия в строении верхней части консолидированной коры не позволяют объединять этот блок с примыкающим к нему блоком к востоку от г. Ханты-Мансийска.

Блок 13 установлен в средней части Иртышского маршрута; на юго-востоке он примыкает к Омской зоне разломов и делится на восточную и западную части, разграниченные разломом, проявленным только в верхней части коры. На востоке скорости на поверхности фундамента понижены (5,4 км/с), на глубинах 5—8 км залегает преломляющая граница I. На западе границы I нет, скорость на поверхности фундамента высокая — 6,0—6,1 км/с. Сейсмическая граница I на восточном участке, по-видимому, соответствует ложу крупного (с амплитудой до 5 км) прогиба в теле фундамента, заполненного относительно слабо метаморфизованными осадочными породами. Поверхность мантии погружена на 35—38 км. Нарастание скорости с глубиной в породах мантии, по-видимому, происходит значительно медленнее, чем на других участках.

Блок 14 в районе г. Омска имеет минимальную для всей исследованной территории мощность земной коры — 32—34 км. Верхняя часть фундамента сложена породами с низкой скоростью упругих волн (5,1—5,4 км/с). Внутри коры установлены две границы: отражающая на глубине 27 км и преломляющая на уровне 6—7 км.

Особенности распределения скорости, связанные с блоковым строением земной коры, кроме методического значения, важны как ценная информация о свойствах глубоких недр в пределах разнородных блоков.

Вначале рассмотрим результативные данные о средней скорости, полученные путем соответствующего пересчета [115] эффективных скоростей, определенных по отраженным, преломленным и рефрагированным волнам. На рис. 80 представлены зависимости средней скорости от глубины $\bar{v}(h)$ для типичных блоков. Графики относятся только к консолидированной коре. Начало отсчета глубин совмещено с границей Ф, которая в обнаженных районах совпадает с дневной поверхностью.

По зависимостям $\bar{v}(h)$ наиболее резко различаются блоки с разным строением верхов консолидированной коры. Те блоки, у которых на гра-

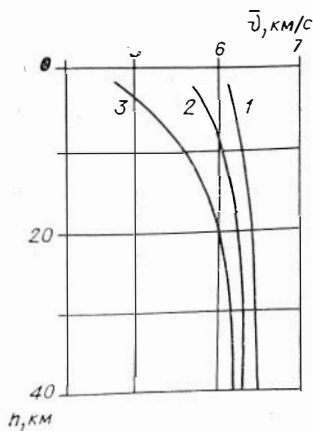


Рис. 80. Характерные графики зависимости средней скорости в консолидированной коре от глубины: 1 — в блоке 7 (Западно-Сибирская плита); 2 — в блоках Западно-Сибирской плиты, содержащих толщу низкоскоростных пород под границей Ф; 3 — в пределах Кузнецкого прогиба.

ницу Ф выходят высокоскоростные (6,0—6,4 км/с) породы, характеризуются наибольшими значениями средней скорости и минимальными величинами ее вертикального градиента (см. рис. 80, 1). В горном обрамлении к их числу относится участок Салаирского кряжа, в пределах Западно-Сибирской плиты — блоки 7, 8 и другие, отмеченные штриховкой на схеме (см. рис. 74).

Широко распространенные на территории плиты блоки со слоем относительно низкоскоростных (5,0—5,7 км/с) пород, ограниченных поверхностями Ф и I, характеризуются более низкими величинами средней скорости на всех глубинах и более высоким вертикальным градиентом скорости (рис. 80, 2). Отмеченные особенности зависимости $\bar{v}(h)$ еще более резко проявлены для блока, соответствующего Кузнецкому прогибу (рис. 80, 3). Здесь верхний слой имеет очень большую мощность (около 10 км), а скорости — еще более низкие. Последнее, по-видимому, обусловлено в основном отсутствием компрессионного эффекта в пределах плиты за счет мощного платформенного чехла.

Широко распространено разделение консолидированной коры на «гранитную» и «базальтовую» части. Такое условное деление по геофизическим данным позволяет приблизительно судить о крупных различиях петрографического состава коры на разных участках, поскольку горным породам основного («базальтовый» слой) и кислого («гранитный» слой) состава свойственны разные значения скорости и плотности. Традиционное выделение указанных слоев по данным ГСЗ сводится к тому, что одну из внутрикоровых сейсмических границ принимают за так называемую поверхность Конрада, разделяющую эти слои. Такой выбор обычно условен: при детальном сейсмическом исследовании нередко устанавливается несколько близких по своим свойствам прерывистых границ, а пластовые скорости в выделяемых слоях не остаются постоянными. Все это приводит к значительным трудностям и неоднозначности сравнения разных блоков по соотношению мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев при их традиционном выделении.

Ниже используется иной подход к разделению консолидированной коры на два условных слоя. В нижнем («базальтовом») слое скорость принята постоянной и равной 6,8 км/с. Вышележащая часть коры до границы Ф объединена в верхний («гранитный») слой. Скорости в нем взяты равными 6,4 км/с ниже границы I, а в интервале между границами Ф и I — в соответствии с фактическими данными для рассматриваемого участка профиля. Зная толщину всей консолидированной коры и среднюю скорость в ней, можно рассчитать величину отношения мощностей (q) верхнего и нижнего слоев. Абсолютное значение q зависит от выбора скорости в нижнем слое и поэтому является условным. Однако, сравнивая эти значения для разных блоков, можно судить о различии последних по соотношению их «гранитной» и «базальтовой» частей. Значения q для крупных блоков Западной Сибири выписаны на схеме (рис. 81).

Устанавливаются существенные, закономерно связанные со структурой недр различия блоков по величине отношения мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев, изменяющейся от 1,1 до 3,3. Низкие значения (2,0—2,6) характерны для большой группы блоков (первая группа) со слоем относительно низкоскоростных пород под границей Ф. Минимальное значение $q = 1,1$ свойственно Кузнецкому прогибу, где этот слой имеет

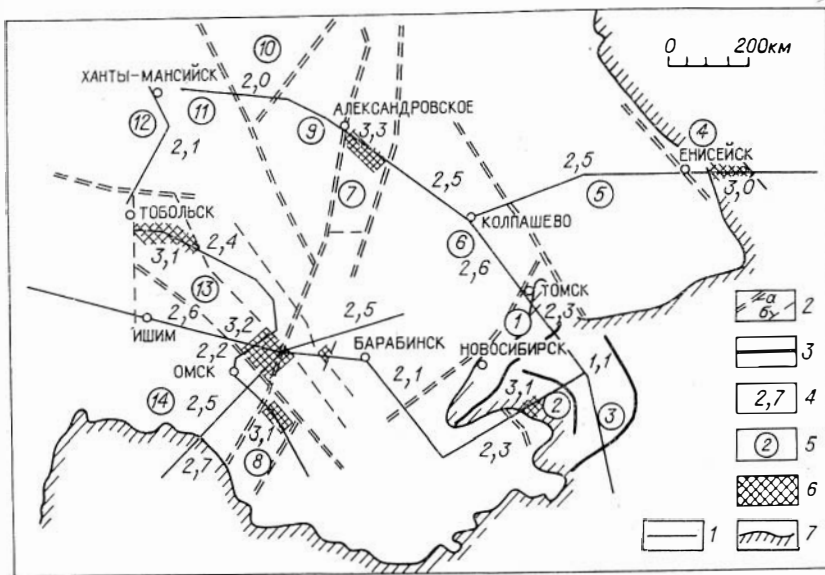


Рис. 81. Схема соотношения мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев. 1 — профили ГСЗ; 2 — разломы коро-мантийные (■) и в верхах фундамента (б); 3 — глубинные разломы по геологическим данным; 4 — величины отношения мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев; 5 — номера блоков, 6 — участки с высокой скоростью на поверхности фундамента; 7 — граница складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты.

максимальную толщину. Для блоков этой группы характерна также уменьшенная мощность коры по сравнению с прилегающими участками.

Высокие значения $q = 3,0-3,3$ получены для второй группы блоков с высокой (6,1—6,4 км/с) скоростью на поверхности Ф. У большинства таких блоков относительно увеличена полная мощность земной коры (Салаирский и Енисейский кряжи, блоки 7 и 8 в Западно-Сибирской плите). Отмеченные особенности поясняются характерными разрезами через разнотипные блоки (рис. 82): в блоках первой группы условный «базальтовый» слой утолщен, а его поверхность имеет обращенную форму по отношению к внутрикоровым границам.

Попытаемся дать возможное геологическое истолкование приведенным данным. Блоки первой группы с увеличенным «базальтовым» слоем и более высоким положением границы М испытали в домезозойское время относительное опускание, что зафиксировано образованием слоя между границами Ф и I, а в Кузнецком прогибе — его осадочного выполнения. Вторая группа блоков, характеризующаяся более тонким «базальтовым» слоем и углубленной границей М, в то же время воздымалась, в результате чего на поверхность Ф, а в обнаженных районах на дневную поверхность, выведены глубинные породы с высокой скоростью упругих волн. Возможной причиной вертикальных движений блоков, приведших к существенным изменениям верхней части консолидированной коры, могло быть неравномерное преобразование самой нижней ее части в вещество мантии, нарушившее равновесие соседних блоков. В блоках первой группы такое преобразование проявилось сильнее, раздел Мохоровичича оказался относительно приподнятым, а вышележащие породы земной коры утяжелены. Последнее фиксируется увеличенной мощностью «базальтового» слоя, мощность которого при таком толковании рассматривается как показатель степени преобразования самой нижней части коры.

Оценка изостатической уравновешенности блоков земной коры представляет интерес для суждения о тектонической активности отдельных районов рассматриваемой территории. Известно [5, 7 и др.], что нарушение изостатического равновесия может рассматриваться как указание на

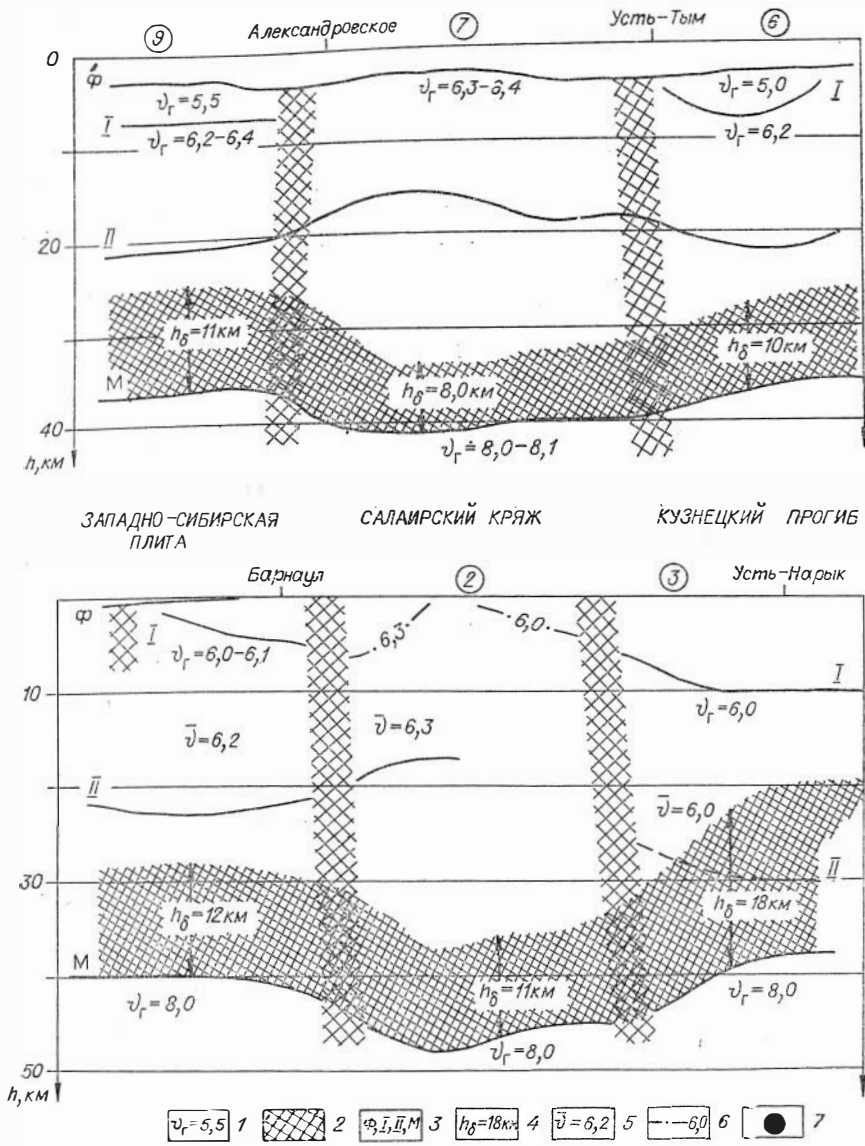


Рис. 82. Характерные сейсмические разрезы с условным «базальтовым» слоем (заштриховано).

1 — граничная скорость, км/с; 2 — зоны глубинных разломов; 3 — сейсмические границы; 4 — мощность «базальтового» слоя; 5 — средняя скорость, км/с; 6 — изолинии скорости; 7 — номера блоков земной коры.

современную активность данного участка земной коры. Обычно изучение изостазии ведется по гравиметрическим данным, имеются примеры использования для этой цели результатов глубинного сейсмического зондирования [21, 121, 134]. Ниже используется второй из названных подходов, позволяющий рассчитать для каждого блока величину давления на выбранном уровне. Привлечение сейсмических данных позволяет не только оценить различия в давлении, но и выявить особенности глубинной структуры, которые приводят к тому или иному изостатическому эффекту.

Используя сейсмические данные о строении земной коры и известную [5] связь плотности горных пород со скоростью упругих волн, были рас-

считаны величины давлений (p) на глубине 50 км. Расчеты велись по формуле

$$p = \sum_i \rho_i H_i,$$

где ρ_i и H_i — соответственно плотности и мощности слоев, осредненные для данного блока. Средние значения плотности в слоях приведены на рис. 75. При изменении скоростей в среде вводились соответствующие коррективы в величины плотности.

Полученные значения давлений выписаны на схеме блоков (см. рис. 74). Вероятная погрешность в давлении оценивается в 0,02—0,04 кбар.

Осредненная для всей рассматриваемой территории Западной Сибири величина давления на глубине 50 км равна 14,54 кбар, что близко к соответствующим значениям, полученным Ю. Г. Юровым [134] для Кавказа ($p = 14,6$ кбар) и А. Г. Гайнановым и С. А. Ушаковым [21] для зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану ($p = 14,4$ кбар).

Западно-Сибирской плите в целом свойственны несколько увеличенные значения давления (14,54 кбар) по сравнению с районами складчатого обрамления (Енисейский кряж — 14,24 кбар, Томь-Колыванская зона — 14,37 кбар). Избыток давления на территории плиты составляет примерно 0,2—0,3 кбар.

В пределах самой плиты давление на выбранном уровне значительно более выдержано, оно не выходит из диапазона 14,47—14,62 кбар. Разность значений для соседних блоков редко превышает 0,1 кбар. Приведем сравнительные данные по заведомо тектонически активному району перехода от Азиатского континента к Тихому океану [21]. Здесь отклонения от средней величины давления составляют 0,3—0,4 кбар и достигают 0,9 кбар для Курило-Камчатской дуги и примыкающего глубоководного желоба. Соответствующие отклонения для Западно-Сибирской плиты почти в 10 раз меньше. Следовательно, можно считать, что блоки земной коры Западно-Сибирской плиты находятся в состоянии, весьма близком к изостатическому равновесию. Уровень компенсации давлений располагается сразу же под поверхностью мантии, поэтому изостазия блоков обусловлена особенностями распределения масс внутри земной коры. Некоторая неуравновешенность отмечается на границах с районами складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты. Сформулируем основные выводы, касающиеся блоковой структуры земной коры на территории Западной Сибири.

1. Земная кора Западно-Сибирской плиты и прилегающих обнаженных районов имеет мозаично-блоковое строение. В пределах каждого блока толщина коры, ее расслоение, глубины залегания сейсмических границ, мощности слоев и скорости упругих волн относительно выдержаны. Блоки имеют горизонтальные размеры от 100—200 км до многих сотен километров и ограничены зонами разломов, достигающих верхов мантии. Границы блоков в большинстве случаев проявлены в аномалиях магнитного и гравитационного полей, что позволило интерполировать данные на большие удаления от сейсмических профилей и получить представление о пространственной структуре земной коры на значительной площади. На обнаженных участках сейсмические блоки и зоны разломов являются глубинным продолжением геологических структур, известных вблизи поверхности.

2. Отношение мощностей условно выделяемых «гранитного» и «базальтового» слоев находится в закономерной связи с блоковой структурой региона. «Базальтовый» слой утолщен в блоках с мощным слоем низкоскоростных пород в верхней части фундамента и с относительно пониженной мощностью земной коры. Возможной причиной дифференцированных вертикальных движений блоков в докембрийское время, существенно изменивших строение верхней части фундамента, было неравномерное преобразование пизов коры в вещество мантии.

3. Несмотря на значительные неоднородности в строении недр, исследованная территория Западной Сибири находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию — колебания давления на уровне компенсации (—50 км) здесь значительно ниже, чем в тектонически активных районах. Наиболее близки к равновесию блоки земной коры в пределах Западно-Сибирской плиты. Намечается некоторая неуравновешенность территории плиты по отношению к участкам ее складчатого обрамления.

4. Выявленные особенности блоковой структуры консолидированной коры составляют основу для более надежного тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской плиты по всей совокупности геолого-геофизических данных, которое, кроме самостоятельного разведочного значения, в соответствии с принципом унаследованности геологического развития важно для раскрытия закономерностей тектоники платформенного чехла и региональных изменений литолого-фациального состава слагающих его комплексов осадочных пород, содержащих залежи нефти и газа.

§ 2. ИССЛЕДОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Сведения о строении фундамента необходимы для надежного тектонического районирования, на котором в значительной мере базируется научно обоснованное перспективное планирование поисков различных полезных ископаемых. В связи с этим необходимо отметить два основных аспекта изучения фундамента.

Во-первых, в недалеком будущем требуемое приращение запасов нефти и газа будет осуществляться не только путем разведки продуктивных комплексов пород платформенного чехла, но, возможно, и за счет открытия новых нефтегазоносных толщ в более древних отложениях. Для юга Западно-Сибирской плиты поиски палеозойской нефти под мезо-кайнозойским платформенным чехлом уже сейчас являются актуальными.

Во-вторых, изучение фундамента предполагает использование принципа унаследованности геологического развития платформенного чехла и фундамента. Унаследованность наиболее четко проявляется на молодых плитах, к которым относится и Западно-Сибирская, где разрыв во времени между формированием чехла и постгеосинклиналиной складчатостью его основания относительно невелик. Региональные различия в строении и развитии фундамента в соответствии с принципом унаследованности могут обусловить существенные особенности тектонического режима и условий осадконакопления платформенных образований, являющихся вмещителями залежей нефти и газа, поэтому тектоническому районированию фундамента должно быть уделено особое внимание.

До последнего времени такое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты оставалось во многом неоднозначным, основываясь главным образом на анализе гравитационных и магнитных аномалий с экстраполяцией закономерностей, установленных в горном обрамлении плиты, во внутренние закрытые области. Роль наиболее точного геофизического метода — сейсморазведки — была относительно невелика. Трудоемкие исследования корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) ограничивались в основном локальными участками и не давали представления о региональной структуре фундамента.

Региональные исследования поверхности фундамента методикой зондирования в маршрутном варианте выполнены фактически по всем судорожным рекам Западной Сибири в 60-х гг. Общая протяженность исследованных маршрутов достигает 15 тыс. км. В работах участвовали Новосибирское, Томское, Красноярское ГУ, подразделения Главтюменьгеологии, ИГиГ СО АН СССР, ЗапСибНИГНИ. В последние годы в южных районах Западной Сибири ведутся площадные исследования фундамента с целью

изучения не только поверхности доюрского фундамента, но и его внутренней трехмерной структуры на глубину до 10 км.

Ниже излагаются основные результаты работ в Тюменской области и на юге Западной Сибири.

Исследования в Тюменской области

В этом крупнейшем нефтегазоносном регионе точечные зондирования методом преломленных волн (гл. II, § 4) использованы для изучения поверхности фундамента по региональным маршрутам (партиями Главтюменьгеологии выполнено около 5 тыс. км речных маршрутов, ЗапСибНИГНИ исследован наземный маршрут вдоль рек Тура — Тобол — Иртыш); проведены мелко- и крупномасштабные площадные съемки поверхности фундамента.

Применялись системы зондирований типа В и Е (см. рис. 23) с тщательным введением поправок за фазу колебаний (с учетом характерных особенностей формы записи волны), за глубину погружения заряда взрывчатого вещества, за зону малых скоростей, рельеф местности и за смещение пунктов взрывов и наблюдений от прямолинейного профиля. Все это обеспечило повышенную точность определения параметров среды — при сравнении с данными бурения (см. § 1 данной главы) погрешность в глубине до поверхности фундамента составила 2—2,5%. Наряду с глубинами и граничными скоростями определялись значения вертикального градиента скорости верхней части фундамента, используя способ [78], основанный на рассмотрении непараллельности элементов нагоняющих годографов.

Кроме решения региональных задач, методика зондирований преломленными волнами опробована для выяснения возможности ее применения для поисков и предварительного изучения локальных структур по поверхности фундамента.

Маршрутные региональные исследования. Для характеристики этого вида работ рассмотрим результаты по типичному маршруту Печерах — Фролы (рис. 83), выполненному Кондипской сейсмической партией 46/63 вдоль рек Конда и Иртыш.

В западной части профиля (60—140 км) четко фиксируется крупный антиклинальный перегиб, соответствующий пересечению Шаимского структурного носа. Амплитуда перегиба составляет 450—500 м при ширине 80 км; углы падения крыльев около 40°.

Далее, между 140 и 170 км профиля, отмечается антиклинальный перегиб, соответствующий Больше-Тапскому валу. Его размеры по данному пересечению около 30 км, амплитуда порядка 400 м. Угол падения западного крыла Танского вала около 1°, восточного — значительно круче, около 3°50'. По значению граничных скоростей 4,2—4,4 км/с на этом интервале профиля фундамент представлен отложениями II структурного этажа. На этом же участке профиля наблюдается повышенная величина вертикального градиента скорости. По данным глубокого бурения фундамент в этом районе представлен относимыми к туринской серии отложениями, типичными для II структурно-тектонического этажа.

Луговская впадина, выделяемая на участке 170—200 км профиля, имеет протяженность порядка 30 км при величине прогиба около 300 м. Углы падения восточного и западного бортов впадины равны соответственно 2°12' и 3°50'.

Леушинский вал (200—260 км), выделенный ранее по данным съемки ТТ, на разрезе по ТЗ МПВ отображается как антиклинальный перегиб с шириной 55 км, амплитудой 700 м и углами падения крыльев 2°10' и 1°10'.

Восточнее Леушинского вала отмечается моноклиналиное погружение поверхности фундамента к центру Мансийской впадины, осложняемое положительными и отрицательными структурами с горизонтальными разме-

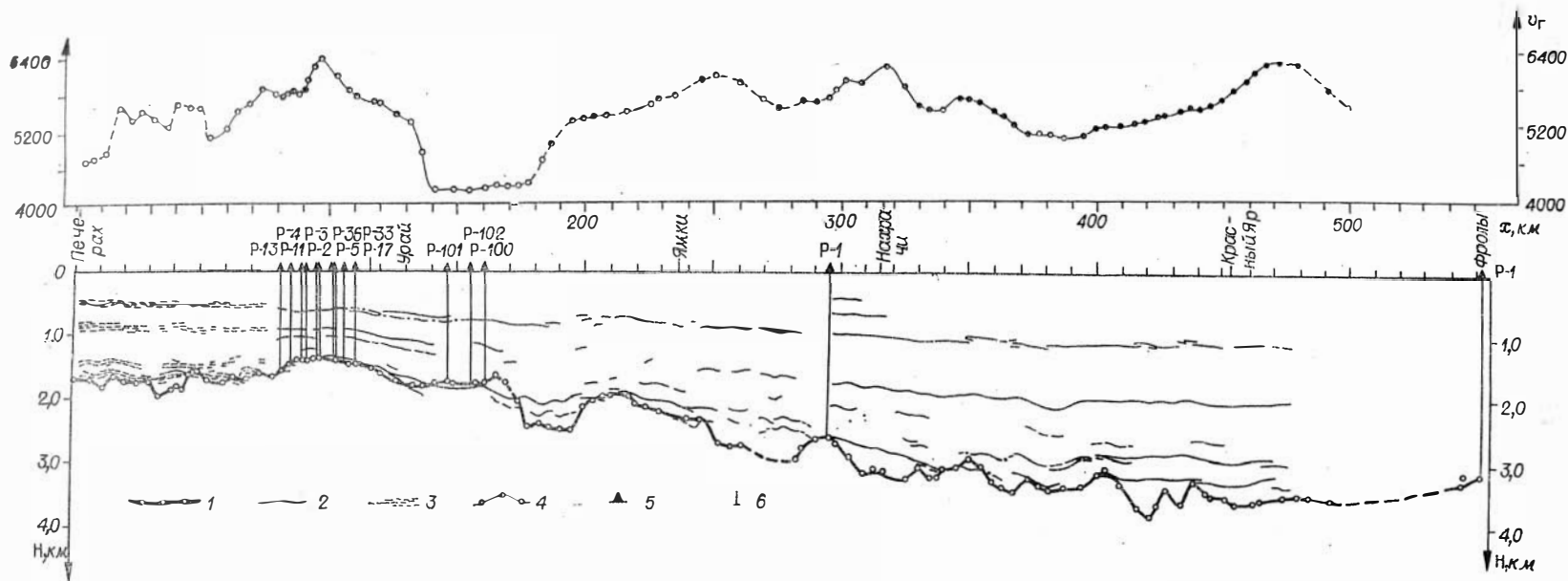


Рис. 83. Сейсмический разрез по профилю Печерах — Фролы.

1 — глубины до поверхности фундамента по данным преломленных волн; 2 — отражающие границы, 3 — то же по неуверенным данным; 4 — значение и график граничной скорости; 5 — глубокие разведочные скважины; 6 — глубины до фундамента по данным бурения.

рами 20—30 км и амплитудами в несколько сотен метров. На восточном участке маршрута ввиду небольшого объема работ получен лишь порядок глубин до преломляющего горизонта, который испытывает подъем с глубины от 3350 до 3207 м. Фроловская скважина Р-1 встретила известняки, с кровлей которых и отождествляется преломляющий горизонт.

При сопоставлении данных ТЗ МПВ с результатами непрерывного профилирования МОВ по речной методике наблюдается в целом удовлетворительное совпадение результатов. Некоторое расхождение этих данных объясняется, видимо, неполным совмещением профилей МОВ и ТЗ МПВ в плане. В общем по данным метода преломленных волн более контрастно и резко отображаются региональные и локальные особенности рельефа поверхности фундамента, чем об этом можно судить по данным метода отраженных волн, который, давая глубины до отражающих горизонтов в осадочном чехле, многие особенности строения разреза дает в сглаженном виде. Отдельные детали рельефа фундамента, даже небольшие по величине, находят отображение в вышележащих отражающих границах. Например, два антиклинальных перегиба в районе 430 км профиля с небольшим горизонтальным смещением фиксируются до глубины 2000 м.

Мелкомасштабные площадные региональные работы с задачей изучения поверхности фундамента методикой ТЗ МПВ проводились в течение двух полевых сезонов партиями 36/64 и 17/65 Ханты-Мансийского геофизического треста в Ханты-Мансийском, Сургутском, Кондинском, Уватском и Тобольском районах. Общая площадь съемки, выполненной на двух разобщенных участках, составляет 153 тыс. км² при средней плотности — одно определение глубины до поверхности фундамента на 2,2 тыс. км². Работы проведены с применением авиатранспорта.

Приведем основные геолого-геофизические результаты по наиболее интересной в нефтеносном отношении площади, расположенной в Сургутском и Ханты-Мансийском районах. Здесь выполнены также аэромагнитные, гравиметровые съемки и авиасейсмические зондирования методом отраженных волн, по материалам которых совместно с результатами детальных работ МОВ и бурения составлены структурные и тектонические схемы мезозойско-кайнозойского чехла. Отсутствие данных о поверхности фундамента послужило основанием для постановки работ ТЗ МПВ, поскольку было признано, что наиболее отчетливое представление о тектонике мезозойского чехла можно было получить, располагая картой по поверхности фундамента.

Сопоставление результатов съемок ТЗ МПВ с ранее построенной структурно-тектонической картой поверхности фундамента, составленной по съемкам МОВ масштаба 1 : 1 000 000 и гравимагнитным данным, показывает совпадение большинства структурных элементов. При этом рельеф поверхности фундамента по данным преломленных волн проявляется в более резкой форме. Большинству положительных структур (Ляминскому своду, Тромъеганскому, Чернореченскому и Вынгапурскому куполовидным поднятиям) соответствует интенсивное положительное гравитационное поле, хотя имеются и иные более сложные соотношения.

Карта граничных скоростей, построенная в масштабе 1 : 2 500 000, дает определенные сведения о вещественном составе подстилающих пород. В целом поле граничной скорости разделяется на два участка. В западной части площади наблюдается повышенное значение граничной скорости. Изолиния 6,3 км/с оконтуривает наиболее приподнятую часть Ляминского свода. В пределах Чернореченского и Тромъеганского поднятий граничная скорость уменьшается до 4,9—5,1 км/с.

По многим зондированиям определялось значение вертикального градиента скорости (β). Характер поля β аналогичен в общих чертах характеру поля граничной скорости. В районе Ляминского свода градиент скорости минимален, а в наиболее приподнятой части близок к нулю. Максимальное значение β (0,06—0,07 1/км) отмечается на сводах Тромъеганско-

го и Чернореченского куполовидных поднятий. В депрессионных зонах фундамента градиент скорости несколько меньше, порядка 0,03—0,04 1/км.

Выявляется сложное взаимоотношение различных геофизических полей со значениями граничной скорости. Несмотря на малый объем проведенных исследований, намечаются некоторые закономерности. На территории работ можно выделить две зоны, различающиеся по характеру геофизических полей. Первая зона, соответствующая Ляминскому своду и примыкающим к нему областям, характеризуется знакопеременным магнитным полем, максимальным значением v_T и минимальным значением β . Можно предположить, что фундамент этой зоны сложен моноклиновыми породами, вероятно, кристаллическими сланцами или окремненными известняками и доломитами, характерными для позднебайкальского геосинклинального комплекса.

Вторая зона совпадает с наиболее приподнятой частью Сургутского свода и характеризуется минимальными значениями граничных скоростей, максимальными — β , довольно интенсивным аномальным магнитным полем положительного знака и отрицательными аномалиями силы тяжести. По-видимому, в пределах Сургутского свода фундамент представлен слабо метаморфизованными образованиями II яруса с развитием эффузивов основного состава.

Результаты этих работ показывают значительную перспективность развития таких исследований на огромных, пока еще не изученных сейсмозведкой, территориях к северу и югу от широтного течения р. Оби. Учитывая эти результаты, Главтюменьгеология и Министерство геологии СССР планируют на 1977—1980 гг. выполнение зондирований МПВ на площади 150 тыс. км². Определенные возможности открываются в использовании таких данных при интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей.

Крупномасштабные поисковые работы методикой точечных зондирований преломленными волнами проводились в Шаимском нефтеносном районе в пределах так называемого Шаимского структурного носа. Работы выполнялись в течение двух летних полевых сезонов силами ЗапСибНИГНИ (1963 г.) и производственной партией 44/64 Шаимской нефтеразведочной экспедиции (1964 г.) с задачей опробования методики для поисков и предварительного изучения локальных структур. Выполнено 292 физических наблюдения на площади 2650 км², что позволило составить структурную карту по поверхности фундамента масштаба 1 : 200 000 с сечением изогипс 100 м (рис. 84).

В результате работ ТЗ МПВ установлено общее региональное погружение поверхности фундамента с юго-запада на северо-восток на глубину от 1600 до 1900 м. На фоне общего погружения отчетливо выделяется структурный элемент II порядка — Шаимский структурный нос, ранее намеченный по данным гравимагнитных съемок и ограниченный с запада, севера и востока изогипсой 1800 м.

Выделен ряд локальных структур III порядка (см. рис. 84). В южной части площади выявлена северная переклираль Северо-Тетеревской структуры. Далее к северу выявлено и околонтурено Толумское локальное поднятие, которое представляет из себя брахиантиклинальную складку, вытянутую в меридиональном направлении. Размеры структур по длинной оси 10—12 км, по короткой — 6—7 км. Амплитуда поднятия в пределах замкнутого контура 120 м. Глубина до поверхности фундамента в присводовой части 1580 м. От Северо-Тетеревской структуры Толумское поднятие отделено прогибом.

К северу от Толумской антиклинальной структуры отмечается Семивидовская локальная структура, имеющая размеры по околонтуривающей изогипсе 1700 м, 9 × 6 км с амплитудой 50 м. Северо-восточнее Семивидовского поднятия располагается небольшая (5 × 2,5 км) брахиантиклинальная складка северо-восточного простирания с амплитудой около 40 м.

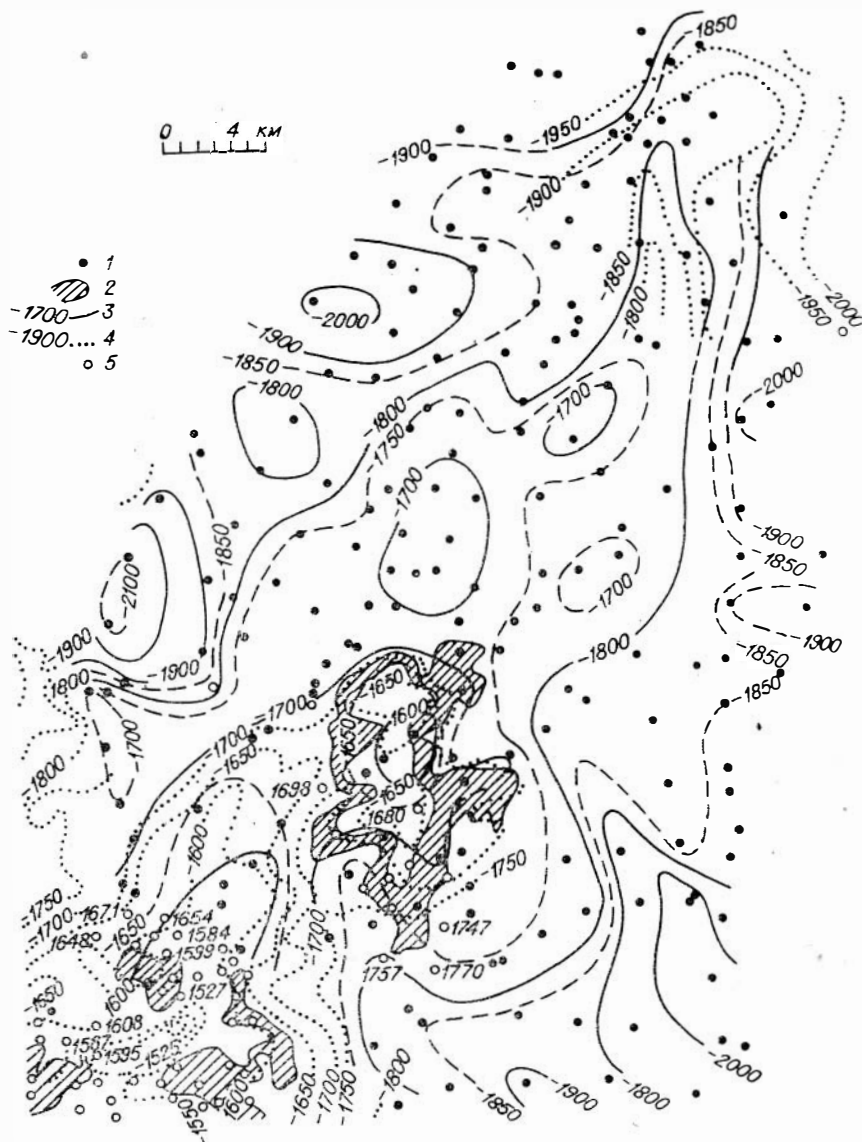


Рис. 84. Сопоставление результатов ТЗ МПВ с данными детальной сейсмо-разведки МОВ и бурения.

1 — центры зондирования, в которых получены глубины до поверхности фундамента; 2 — контуры нефтяной залежи по состоянию на 1/1 — 1967 г.; 3, 4 — изолинии поверхности фундамента по данным ТЗ МПВ (3) и по данным детальных работ МОВ Шаймской и Ханты-Мансийской нефтегазразведочных экспедиций (4); 5 — скважины разведочного бурения и абсолютные глубины до кристаллического фундамента.

Западное и восточное крылья Шаймского структурного носа осложнены рядом локальных заливообразных прогибов, локальных впадин и поднятий. В частности, на западном крыле отмечается небольшая приподнятая зона, названная Двойной локальной структурой.

Сопоставление с детальными площадными работами МОВ, проведенными после выполнения съемок ТЗ МПВ, показывает, что даже незначительные структурные особенности, отмеченные при ТЗ МПВ, по существу только качественно находят хорошее подтверждение при детальном бурении. Детальными сейсморазведочными работами МОВ подтверждены Северо-Тетеревская, Толумская, Семивидовская и Двойная структуры.

Конечно, построения по ТЗ МПВ и по площадным съемкам МОВ в отдельных деталях иногда не совпадают, что совершенно естественно в связи с разной плотностью наблюдений при детальным площадным съемкам МОВ и поисковых ТЗ МПВ.

После проведения детальным сейсмическим работ на Северо-Тетеревской и Толумской структурах было начато разведочное бурение, приведшее к открытию двух нефтяных месторождений (Северо-Тетеревское и Толумское). Результаты бурения подтвердили высокую точность определения глубин до поверхности фундамента методикой зондирований (см. гл. V, § 1, табл. 3).

Приведенные результаты свидетельствуют, что методика ТЗ МПВ, конечно, не может подменить метод отраженных волн (непрерывное профилирование), однако даже в сложных условиях Шаимского района комплексирование этих обоих методов позволяет наиболее рационально выбирать площади для поисков и оконтуривания локальных структур с меньшими затратами времени и средств.

Площадные исследования внутреннего строения фундамента на юге Западно-Сибирской плиты

Эти исследования проведены Центральной комплексной геофизической экспедицией Новосибирского территориального геологического управления совместно с ИГиГ СО АН СССР на площади в 100 тыс. км² в пределах Новосибирской, Омской и Курганской областей в связи с задачей выявления перспектив нефтеносности палеозойских отложений [64, 113]. Работы выполнялись в основном в летний период с автотранспортом.

Сейсмическая модель верхней части фундамента и выбор опорных волн для региональных площадных исследований базируются на изложенных в предыдущем параграфе результатах маршрутных работ методом глубинного сейсмического зондирования и на опыте изучения низов платформенного чехла методом отраженных волн (МОВ).

Отражающая граница f , залегающая в непосредственной близости у подошвы мезо-кайнозойской платформенного чехла, прослеживается по данным МОВ обычной методикой.

Преломляющая поверхность Φ изучается на площадной сети зондирований с базами 10—25 км со средней плотностью точек определения глубин и граничной скорости 7×7 км. Прерывистый слой b (см. рис. 73) между границами f и Φ , видимо, соответствует осадочно-вулканогенным породам триас-нижнеюрского возраста, включаемым рядом исследователей в состав II структурного этажа.

Преломляющая граница I также прослеживается на площадной сети зондирований. Базы зондирований составляют 40—60 км, а расстояние между их центрами в 2—3 раза больше, чем при изучении границы f . Преломляющая граница I предположительно относится к поверхности интенсивно метаморфизованных пород геосинклинального комплекса, а слой c между границами Φ и I при таком толковании, которое нуждается в подтверждении данными глубокого бурения, можно рассматривать как нижнюю (палеозойскую) толщу пород II структурного этажа. Именно с этой толщей связываются основные перспективы нефтеносности палеозоя на юге Западно-Сибирской плиты.

Указанные сейсмические поверхности и ограниченные ими слои встречаются в различных сочетаниях. По совокупности данных о геометрии сейсмических границ и о распределении скорости в среде выделяется три типа сейсмических разрезов фундамента, подробно охарактеризованных в предыдущем параграфе (см. рис. 73).

Участки с разными типами разреза представляют собой блоки фундамента, разделенные почти вертикальными зонами глубинных разломов.

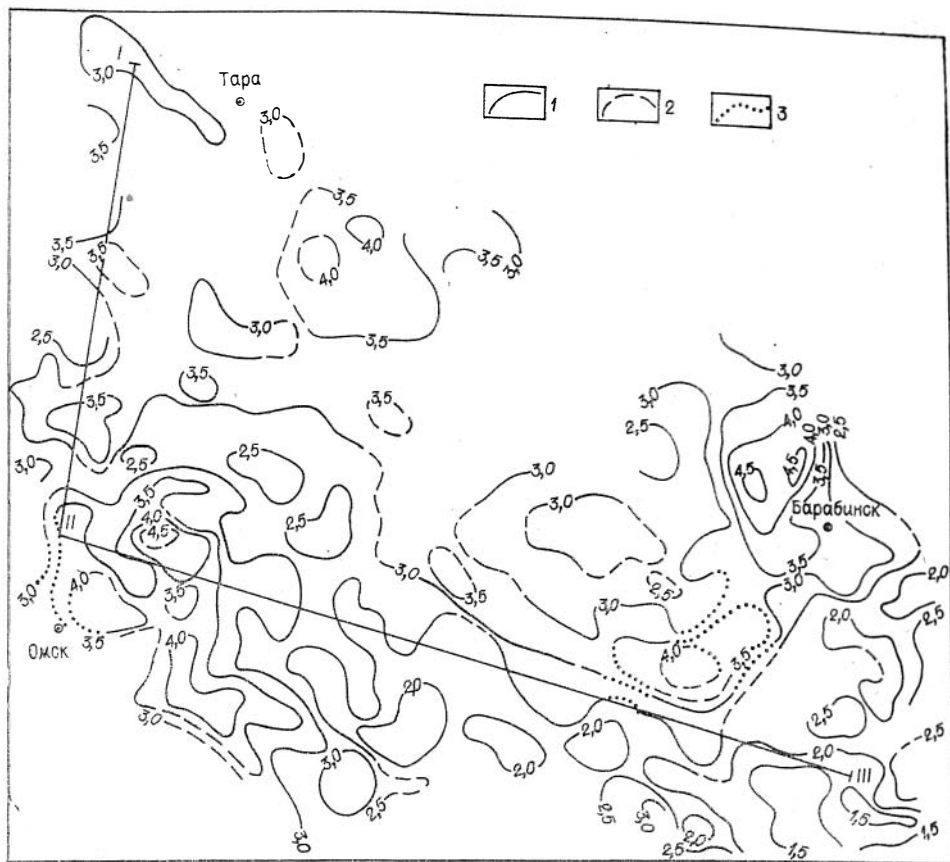


Рис. 85. Структурная карта границы Ф.

1 — изогины, км; 2 — изогипсы по натуральным данным и 3 — предположительные.

В задачу площадных региональных сейсмических исследований входило изучение опорных границ Ф и I для получения данных о пространственной структуре и свойствах фундамента до глубин около 10 км с выделением и трассированием по площади разбитых блоков и разделяющих их глубинных разломов.

Результативные построения представлены в виде трех карт и поясняющего их разреза (рис. 85—88). Полученные карты содержат следующую информацию.

1. Рельеф преломляющей поверхности Ф с детальной, достаточной для суждения о региональных структурах и осложняющих их поднятиях и прогибах с горизонтальными размерами более 10 км.

2. Площадное распределение граничных скоростей в породах, подстилающих поверхность Ф.

3. Контуры распространения больших мощностей (более 0,5 км) слоя b между границами f и Ф, отождествляемого с верхней толщей осадочно-вулканогенных пород промежуточного структурного этажа.

4. Значения мощностей слоя c между границами Ф и I, прерывистое распространение которого контролируется зонами разломов.

По совокупности этих данных можно судить о пространственной слоисто-блоковой структуре и свойствах комплекса пород общей мощностью до 5—6 км, являющегося фундаментом платформенного чехла. Возможно районирование фундамента по типам его внутреннего строения, показанным на рис. 73. Рассмотрим общие закономерности сейсмической структуры фундамента.

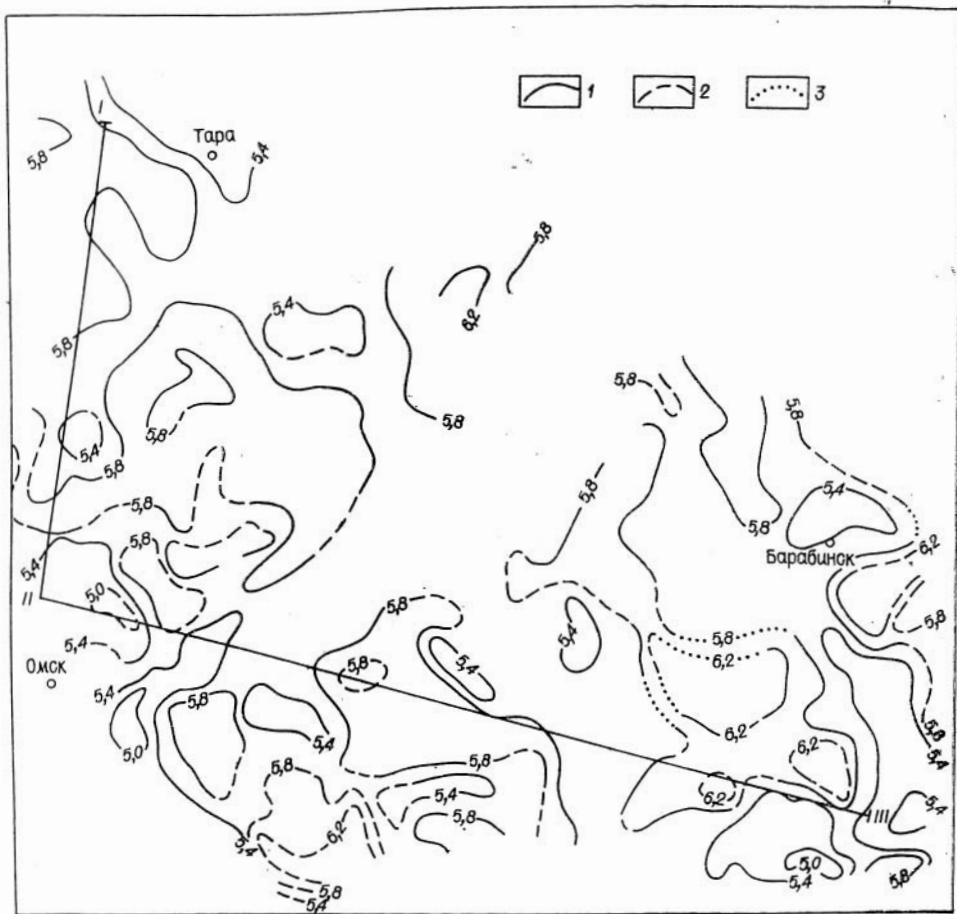


Рис. 86. Скорости по границе Ф.

1 — изолинии скорости, км/с; 2 — изолинии по неуверенным данным и 3 — предположительные.

Преломляющая граница Ф делит изученную толщу пород фундамента на две части, различающиеся по упругим свойствам (а, следовательно, и по составу пород) и структурным характеристикам.

Верхняя часть — сейсмический слой *b*, вероятно, соответствующий триас-нижнеюрским образованиям, — характеризуется относительно плавным изменением мощности в диапазоне 0—2 км. Максимальные мощности приурочены к глубоким впадинам, нулевые к сводам поднятий по поверхности Ф. Мощность слоя определяется в основном рельефом этой границы, так как поверхность слоя (граница *f*) залегает значительно более полого. Нижняя (под границей Ф) часть разреза фундамента имеет более высокие скорости распространения упругих волн, как правило, более 5 км/с. Характерной чертой этой части является блоковое строение. Ограничения блоков (разломы) проведены на участках с резким изменением значений глубин и скоростей на границе Ф, где происходит скачкообразное воздымание поверхности I до уровня границы Ф, в результате чего слой *c* между ними полностью выклинивается. Поперечные размеры выделенных блоков составляют не менее 10—15 км. Простираение их различно и в целом согласуется с простираемостью структур по поверхности Ф. Преобладают блоки со слоем *c* (первый тип строения на рис. 73), в которых граничная скорость на поверхности Ф относительно низка — около 5,6 км/с и менее.

Блоки с мощным (в несколько километров) низкоскоростным слоем *c*, распространенные на 60—70% изученной территории, представляют

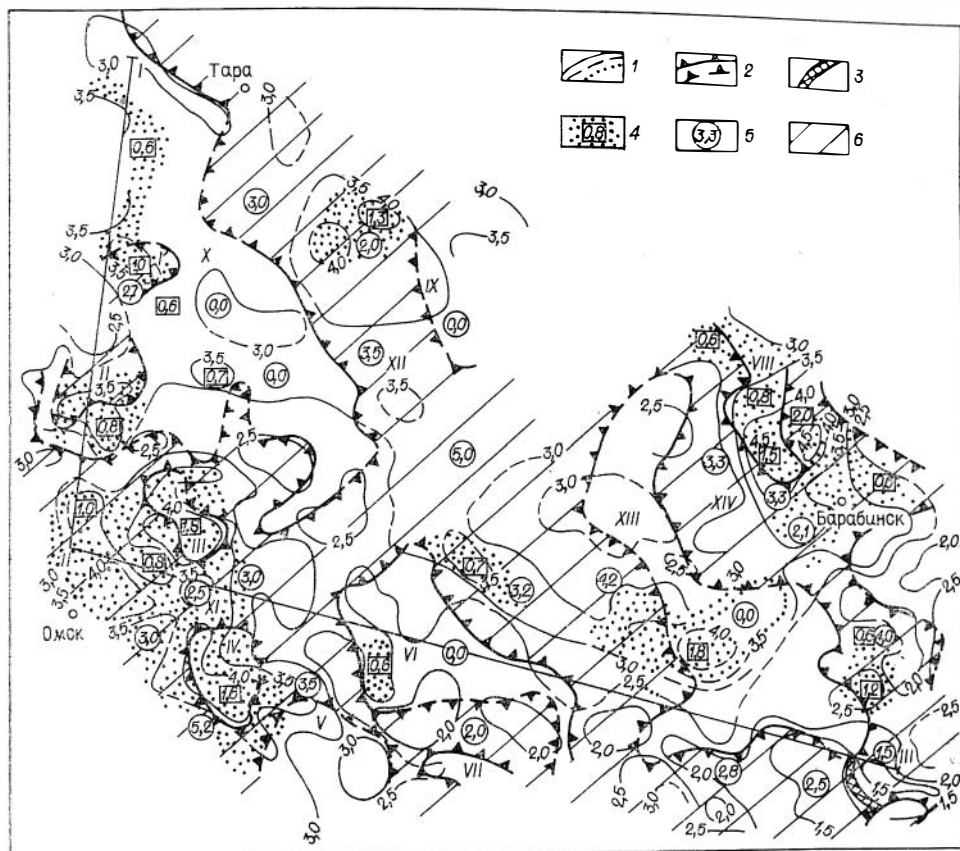


Рис. 87. Схема внутреннего строения доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. 1 — изогипсы, км; 2 — границы блоков (предполагаемые зоны разломов); 3 — участки резкого изменения граничной скорости по поверхности Ф; 4 — участки распространения слоя b (см. рис. 73) мощностью более 0,5 км; 5 — мощность слоя с, км; 6 — участки распространения слоя с.

значительный интерес в связи с оценкой перспектив нефтеносности палеозоя на юге Западно-Сибирской плиты, так как можно предполагать, что этот слой в ряде случаев соответствует слабоизмененным осадочным палеозойским образованиям, выполняющим погребенные нефтеносные бассейны. В связи с этим при дальнейших исследованиях, наряду с расширением площади рассмотренных региональных сейсмических работ, вопросом первостепенной важности является выяснение геологической природы слоя с по комплексу буровых и геофизических данных. Перед сейсмическим методом стоит задача расчленения этого слоя и изучения его внутреннего строения с целью поисков возможных нефтеконтролирующих структур.

Перейдем к геологическому истолкованию основных сейсмических данных о строении верхней части консолидированной коры. Главный вопрос заключается в определении геологических аналогов для сейсмических границ Ф и I и слоя пород между этими границами.

Как уже отмечалось, в фундаменте Западно-Сибирской плиты, покрытом мезо-кайнозойским платформенным чехлом, выделяются два структурных этажа. Этаж I, или собственно складчатый фундамент, — сложный комплекс палеозойских и более древних образований, прошедших геосинклинальный этап развития и представленных складчатыми метаморфизованными породами, насыщенными разнообразными интрузиями. Этаж II (иначе именуемый предчехольным, промежуточным, парагеосинклинальным) образуют палеозойские и нижнемезозойские осадочные и вулканогенно-осадочные породы, залегающие прерывисто между мезо-

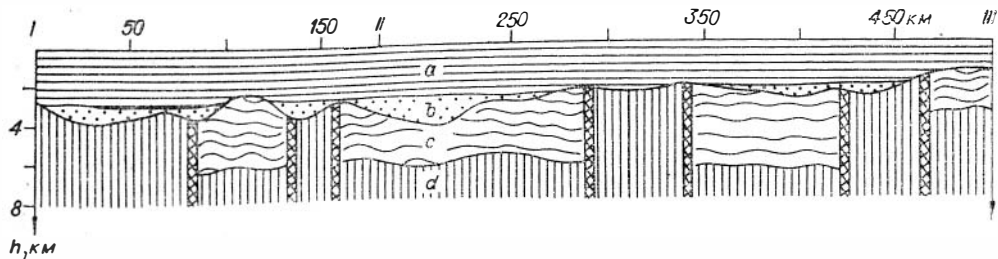


Рис. 88. Сейсмический разрез, характеризующий внутреннее строение фундамента Западно-Сибирской плиты по профилям I—II—III (см. рис. 85—87).

Усл. обозн. см. на рис. 73.

зойско-кайнозойским платформенным чехлом и складчатым фундаментом.

К структурному этажу II относят комплексы отложений, различные по возрасту, составу и условиям залегания. А. Л. Яншин [136] подразделяет их на три группы: молассовые формации краевых прогибов и межгорных впадин герцинид, эпигеосинклинальные средне- и верхнепалеозойские отложения в пределах областей каледонской складчатости, триас-нижнеюрские отложения, известные в Челябинском грабене и на севере Тургайского прогиба. В областях с более древним складчатым фундаментом отложения II этажа могут быть полуплатформенными и платформенными фациями нижнего и среднего палеозоя. Такие условия, по В. С. Суркову [116], вероятны прежде всего для восточной части плиты. Многие вопросы, касающиеся II структурного этажа, остаются дискуссионными. Так, триас-нижнеюрские отложения (туринская и челябинская серии свит) Н. Н. Ростовцев [104], учитывая их локальное распространение, дислоцированность и несогласное перекрытие осадками платформенного чехла, включает в состав II этажа. А. Л. Яншин [136] те же образования относит к платформенному чехлу.

Вопрос о геологической природе преломляющей границы Ф рассматривался многими исследователями, но при этом не учитывалась в должной мере отмеченная разнородность комплексов пород, объединяемых под названием второго структурного этажа. Кроме того, до проведения работ методом ГСЗ не было в нужном объеме данных о строении среды глубже границы Ф. Эти обстоятельства приводили к противоречивым решениям: граница Ф отождествлялась либо с поверхностью доюрского, либо только с поверхностью складчатого фундаментов.

Во многих десятках пунктов маршрутов точечных сейсмических зондирований платформенный чехол полностью пройден буровыми скважинами. Практически во всех этих пунктах граница Ф совпала с подошвой платформенного чехла. Однако такое совпадение недостаточно для полного решения рассматриваемого вопроса, поскольку скважины почти всегда бурятся в зонах поднятий, где обычно нет пород второго структурного этажа. По поверхности Ф устанавливаются глубокие депрессии, в которых, судя по ее соотношению со слоями в низах осадочного чехла, весьма вероятно появление новых толщ пород. Такими толщами могут быть триас-нижнеюрские образования, особенно если они представлены челябинской серией свит, обедненной прослоями эффузивов и близкой по упругим свойствам к нижним слоям платформенного чехла. По Д. Б. Тальвирускому [118], эта разновидность пород второго структурного этажа характеризуется значениями скоростей упругих волн около 3—4 км/с. Раздел между платформенным чехлом и триас-нижнеюрскими породами надежно устанавливается при детальных работах КМПВ, однако едва ли может быть определен уверенно по данным методики зондирований, хотя такие попытки предпринимались.

Следовательно, в зонах поднятий граница Ф соответствует подошве мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, а в глубоких депресси-

ях, по-видимому, может опускаться до подошвы триас-нижнеюрских образований, структурно-тектоническое районирование которых, как отмечалось выше, разными исследователями трактуется неодинаково. Решение вопроса для зон депрессий целесообразно уточнять в конкретных случаях исследованиями КМПВ на непрерывных профилях и работами методом отраженных волн.

Комплексы пород второго структурного этажа палеозойского возраста изучены во впадинах Центрального Казахстана, в Минусинском, Кузнецком прогибах и на других участках. По сравнению с триас-нижнеюрскими образованиями для них характерны большая степень уплотнения и более высокие значения скорости упругих волн. Так, породы Кузнецкого прогиба (см. рис. 71) вблизи дневной поверхности имеют скорость 4,5—5,0 км/с. Если аналогичные толщи пород перекрыть платформенным чехлом мощностью 2—3 км, то значения скорости в них вследствие компрессионного эффекта возрастут до значений около 5,0—5,5 км/с. Контакт рассматриваемых пород с платформенным чехлом, по всей видимости, будет соответствовать преломляющей границе Ф. В этом случае более глубокую сейсмическую границу I можно рассматривать как поверхность складчатого (геосинклинального) фундамента, а слой между границами Ф и I — как второй структурный этаж, сложенный палеозойскими образованиями.

В итоге анализа основные особенности строения верхней части консолидированной коры Западно-Сибирской плиты можно представить в следующем виде.

Граница Ф по всей геологической природе — составная: совпадает с поверхностью второго структурного этажа, если он представлен палеозойскими породами, а там, где они отсутствуют, — с поверхностью складчатого (геосинклинального) фундамента. Поверхность Ф имеет резко расчлененный рельеф, в ее глубоких депрессиях вероятно развитие триас-нижнеюрских образований.

Внутреннее строение фундамента глубже границы Ф неоднородно и может быть схематично подразделено на три типа. Наиболее распространенный тип разреза представлен двумя структурными этажами: промежуточным этажом, сложенным разнообразными парагеосинклинальными и платформенными палеозойскими формациями, и геосинклинальным этажом. Данные сейсмического метода о вероятном распространении промежуточных образований палеозоя дополняют ранее выполненные построения [104, 117, 124]. Устанавливается большая, чем предполагалось прежде, мощность этих образований, достигающая в ряде случаев 6—10 км.

Разрезы второго типа, отличающиеся высокими значениями скорости упругих волн на поверхности Ф (6,0—6,6 км/с), свойственны приподнятым глубоко эродированным блокам складчатого фундамента и, по-видимому, во многом аналогичны обнаженной части Салаирского антиклинория.

Третий тип разреза, с относительно плавным нарастанием скорости в среде под поверхностью Ф, имеет локальное распространение, отвечая, видимо, продолжению геосинклинальных образований Томь-Кольванской складчатой зоны в глубь Западно-Сибирской плиты.

Приведенное геологическое истолкование сейсмических данных, неизбежно являясь схематичным, по всей видимости, правильно характеризует общие особенности регионального строения фундамента южной половины Западно-Сибирской плиты. Отнесение сейсмической границы I к поверхности складчатого фундамента может быть принято не для всех участков изученной территории. Исключением, в частности, может явиться район широтного течения р. Оби, где эта граница, возможно, отображает вторичные изменения упругих свойств пород фундамента под действием регионального метаморфизма. Такие спорные вопросы должны решаться путем постановки специальных, значительно более детальных сейсмических наблюдений.

§ 3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Древняя Сибирская платформа — один из наиболее перспективных регионов нашей страны, в недрах которого предстоит открыть богатейшие месторождения нефти, газа, алмазов и других полезных ископаемых после более широкого развития региональных геофизических работ, прежде всего сейсмическим методом. Труднодоступная местность, наличие вечной мерзлоты, высокие скорости упругих волн в палеозойском платформенном чехле, насыщенном в ряде районов трапповыми телами, — все это создает очень большие трудности для региональных сейсмических работ, фактически не проводившихся до последнего времени в сколько-нибудь значительных объемах. Изучение поверхности фундамента выполнено лишь на единичных непротяженных профилях КМПВ. Работ по глубинному сейсмическому зондированию не было вовсе.

Разработка и производственное внедрение методики точечных (дифференциальных) зондирований с аппаратурой «Тайга», совершенствование способов возбуждения колебаний позволили в значительной степени преодолеть отмеченные трудности и приступить к региональному изучению фундамента и более глубоких частей разреза в районах Сибирской платформы. Исследования фундамента (около 8 тыс. км маршрутов) выполнены в Тунгусской синеклизе, на юге платформы — в районе Непского свода и начаты в алмазоносных районах Якутии. Изучение земной коры на всю ее мощность проведено на территории Якутии (5 тыс. км профилей) пока еще по относительно неполной системе зондирований, которая на ряде участков нуждается в постановке дополнительных наблюдений, планируемых на ближайшие годы.

Кроме того, в окраинные западную и южную части Сибирской платформы выходят маршруты ГСЗ, выполненные при изучении Западно-Сибирской плиты и Байкальской рифтовой зоны. Результаты по этим маршрутам рассматриваются в § 2 и 5 данной главы.

Тунгусская синеклиза

Тунгусская синеклиза — самая большая (около 1 млн. км²) надпорядковая структура Сибирской платформы выдвигает эту территорию в разряд нефтеперспективных. Наряду с крайне трудными для геофизических работ поверхностными условиями особенностью этого района является широкое развитие пород трапповой формации, представленной пластовыми и секущими телами, насыщающими и перекрывающими осадочный чехол, в котором наблюдаются также многочисленные подводящие трапповые каналы, разрывные нарушения разной глубины заложения. Все это существенно осложняет естественные геофизические поля и приводит к малой надежности их геологического истолкования без опоры на результаты региональных сейсмических работ. Представления о мощности платформенного чехла и структуре фундамента до недавнего времени базировались в основном на результатах интерпретации аномалий магнитного и гравитационного полей и были весьма противоречивыми.

С 1969 г. трестом Красноярскнефтегазразведка и СНИИГГиМСом в северной, центральной и южной частях синеклизы ведутся сейсмические исследования методикой точечных зондирований преломленными и отраженными волнами с целью регионального изучения верхней части земной коры на глубину до 10—15 км. Исследования выполняются аппаратурой «Тайга» и с использованием взрывов больших групп малых зарядов в скважинах глубиной 1 м (см. гл. IV, § 1). Уже пройдено 4 тыс. км региональных маршрутов.

Для изучения волновой картины, выделения опорных волн и определения сейсмической модели среды выполнено 20 равномерно распреде-

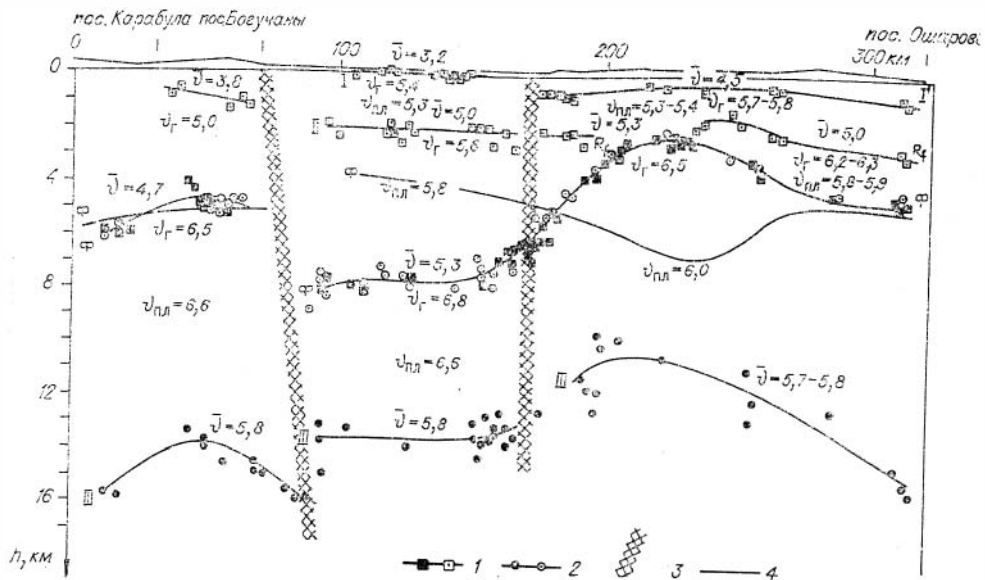


Рис. 89. Сейсмический разрез по профилю поселков Карабула—Ошарово (Тунгусская синеклиза).

1 — преломляющие границы; 2 — отражающие границы; 3 — предполагаемые зоны разломов; 4 — поверхность фундамента по данным комплексной интерпретации гравимагнитных материалов [36]. Значение скорости дано в км/с.

ленных параметрических зондирований. Было выяснено, что при базах зондирований до 10—20 км первыми регистрируются преломленные волны от границ в осадочном чехле, далее, вплоть до расстояний около 60 км, в первых вступлениях фиксируются преломленные волны от границ с высокой (6,1—7 км/с) граничной скоростью, приуроченных к поверхности фундамента. В последующих вступлениях выделены отраженные (в основном за критическим углом) волны. Наиболее устойчивые из них относятся к поверхности фундамента (базы 10—40 км) и к границе внутри фундамента на глубине 10—15 км (базы зондирований 40—60 км). На основе этих данных были заданы системы зондирований на региональных маршрутах.

Маршрут Карабула—Ошарово (рис. 89) рассмотрен в качестве типичного. Он характеризует глубинное строение юга исследованной территории на участках Канско-Тасеевской и Вельминской впадин.

На глубинах до 16 км выделено четыре сейсмических границы. Наиболее выдержаны границы Ф и III. Стратиграфическая привязка сейсмических границ осуществлена с использованием данных по глубоким скважинам на северном участке маршрута — граница I соответствует отложениям бельской свиты, граница R₁ увязывается с кровлей рифейских отложений. В центре маршрута граница I относится к верхам ангарской свиты, а граница II условно привязывается к рифейским отложениям.

Преломляющая и отражающая граница Ф относится к поверхности фундамента. Внутри фундамента прослежена отражающая граница III. Средняя скорость в осадочном чехле изменяется по профилю в диапазоне 4,7—5,3 км/с. Граничная скорость на поверхности Ф — 6,5—6,8 км/с. Средняя скорость до границы III 5,7—5,8 км/с.

По данным о геометрии границ и распределении граничных, пластовых и средних скоростей выделяется три блока, разделенных предполагаемыми зонами разломов, по которым происходит смещение сейсмических границ на величину до 3 км.

Центральный блок характеризуется наибольшими глубинами до границы Ф, наибольшими значениями граничных скоростей и наименьшей

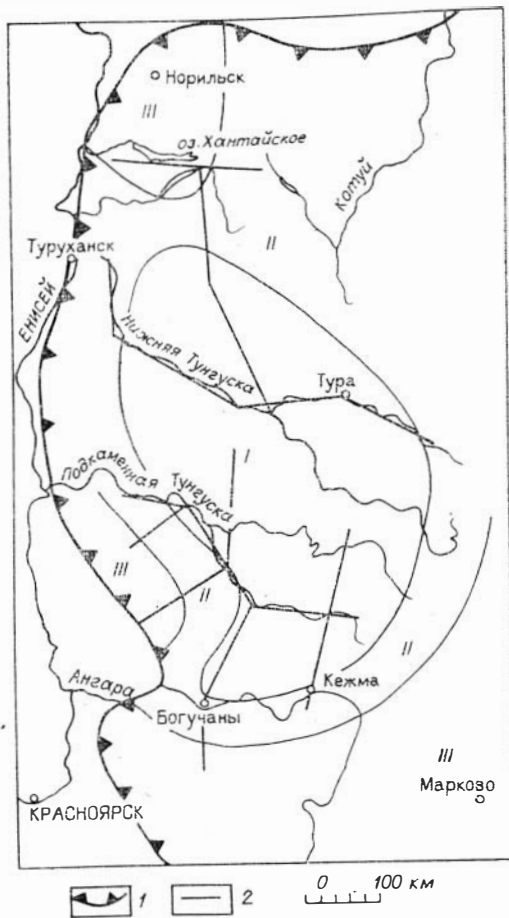


Рис. 90. Схематическая карта границных скоростей по поверхности фундамента Тунгусской синеклизы.

1 — граница Сибирской платформы; 2 — сейсмические профили. Области со значением скорости, км/с: I — $v_r = 6,6 - 6,8$; II — $v_r = 6,3 - 6,5$; III — $v_r = 6,1 - 6,2$.

связана с тем, что аномалии гравитационного поля, служившие основой при вычислении глубин до фундамента, определяются не только мощностью осадочного чехла, как было принято, но в большей мере физическими свойствами пород фундамента. Это подтверждается полученным распределением граничных и пластовых скоростей — занижение глубин до поверхности Ф совпадает с участком центрального блока, где установлены повышенные значения сейсмических скоростей в породах фундамента.

Сводные построения, выполненные по всей совокупности исследованных сейсмических маршрутов (рис. 90), дали новые сведения о региональном строении верхней, примерно 15-километровой, толщи разреза Тунгусской синеклизы.

По значениям граничных и пластовых скоростей намечается региональная зональность свойств верхней толщи фундамента. В центральной части синеклизы выделяется высокоплотное ядро, характеризующееся повышенными значениями скорости — до $6,6 - 6,8$ км/с (см. рис. 89). Периферийные участки синеклизы отличаются более низкими ($6,1 - 6,2$ км/с) скоростями. Эта зональность свойств фундамента должна учитываться при интерпретации региональных аномалий силы тяжести и комплексных геолого-геофизических построениях.

мощностью отложений, заключенных между границами Ф и III. Северный блок отличается наименьшими глубинами до поверхности Ф — $2 - 5$ км; пластовая скорость между границами Ф и III уменьшена до 6 км/с. Для южного блока характерна повышенная мощность слоя между границами Ф и III.

Блоковость, наиболее четко выраженная в нижней части разреза, отображается и в верхней его части. Преломляющие границы I, I', II и R_f в центральном и северном блоках имеют существенно различающиеся граничные скорости при близких глубинах залегания. В южном блоке в верхней части разреза выделена только одна преломляющая граница.

Сопоставляя сейсмические построения с результатами предыдущей интерпретации комплекса геолого-геофизических материалов [36] без опоры на сейсмические данные (см. рис. 89), можно видеть существенные совпадения в глубине и морфологии поверхности фундамента. По этой поверхности получены прямо противоположные структурные формы, различия в глубинах $3 - 4$ км. В предыдущих построениях совсем не отражено блоковое строение фундамента. Одна из причин такого расхождения, очевидно,

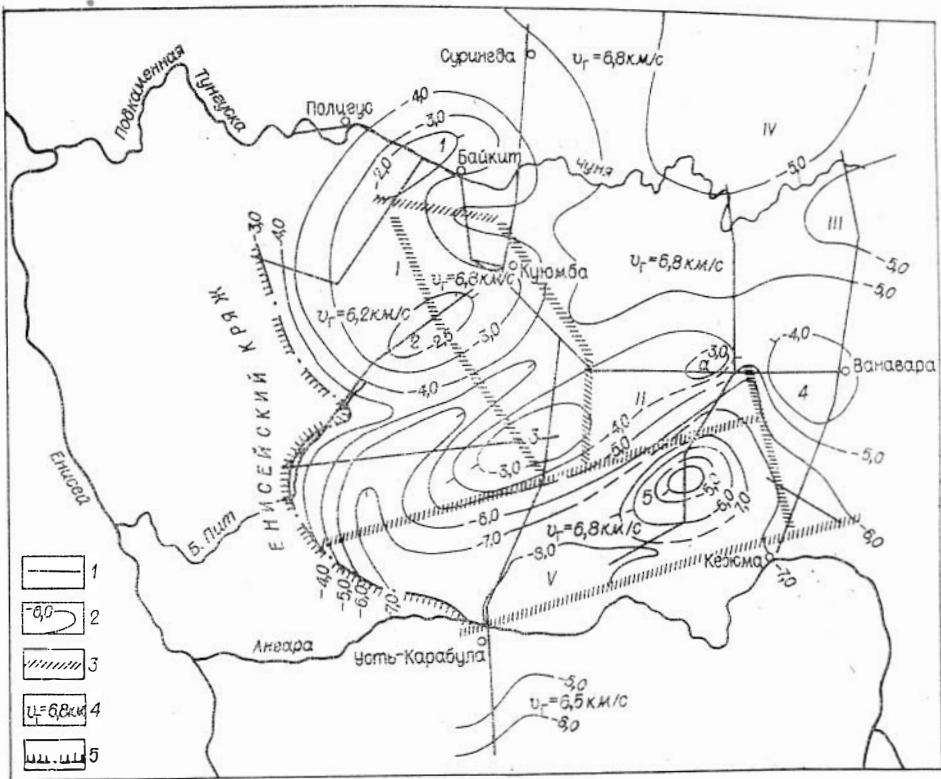


Рис. 91. Структурно-тектоническая схема южной части Тунгусской синеклизы по поверхности кристаллического фундамента (по данным сейсмических зондирований на фундаменте).

1 — сейсмические профили; 2 — изогипсы до кристаллического фундамента, км; 3 — разломы по данным зондирований; 4 — границы скорости преломленных волн, км/с; 5 — граница Енисейского кряжа. Приподнятые зоны: I — Байкитское куполовидное поднятие; II — Нижне-Тайгинская, III — Чунская, IV — Южно-Туринская, V — Приангарская впадины. Валу: 1 — Байкитский; 2 — Куломбинский; 3 — Нижне-Тайгинский. Особоинская крупная локальная структура, куполовидные поднятия: 4 — Ванаварское, 5 — Чадобенское.

По полученным данным устанавливается, что мощность осадков в пределах синеклизы меняется от 2 до 8 км. В ряде районов определены мощности рифейских отложений и намечены зоны их регионального выклинивания.

В северной части синеклизы впервые по поверхности фундамента определены положение Аянского свода и его амплитуда (более 2 км); уточнено положение Дюпкунской и Кочечумской впадин.

В южной части Тунгусской синеклизы, включающей междуречье Ангара и Нижней Тунгуски, выполненная сеть профилей позволила впервые построить структурно-тектоническую схему по поверхности фундамента в масштабе 1 : 2 500 000 по сейсмическим данным (рис. 91).

В северо-западной части этой территории изолинией — 4,0 км оконтуривается крупный Байкитский свод с амплитудой 2 км и горизонтальными размерами 250 × 200 км. Свод занимает площадь около 50 000 км². На юго-западе этот свод отделяется от Енисейского кряжа узким, шириною 40 км, желобом с максимальными глубинами до фундамента около 5 км.

Структурный план Байкитского свода осложнен двумя валообразными куполами — Байкитским и Куломбинским.

В центральной части этой территории (изолиния — 4,0 км) расположена Нижне-Тайгинская валообразная приподнятая зона, вытянутая в северо-восточном направлении. Амплитуда поднятия составляет более 1 км, горизонтальные размеры 75 × 250 км. В пределах приподнятой зоны выделя-

ется два поднятия: непосредственно Нижне-Тайгинский вал и Оскобинская крупная локальная структура. Амплитуда каждого из этих поднятий около 1 км. Обе структуры имеют вытянутую форму, подчиненную общему простираию приподнятой зоны. Площадь Нижне-Тайгинского вала — 3000 км², Оскобинского — 1200 км². Нижне-Тайгинская приподнятая зона отделяется на западе от Байкитского свода глубоким и достаточно узким прогибом. На востоке она ограничивается субмеридиональным разломом.

В восточной части территории изолинией — 4,0 км выделяется Ванаварское куполовидное поднятие. Амплитуда поднятия — более 1 км, площадь около 4000 км². Ванаварское поднятие отделяется от Нижне-Тайгинской приподнятой зоны глубоким (более 6 км) прогибом, который в южной части территории разворачивается в широкую и вытянутую в субширотном направлении Приангарскую грабеноподобную впадину. На юге эта впадина ограничивается разломом и приподнятым блоком фундамента. Максимальные глубины в Приангарской впадине достигают 8 км и более. В пределах впадины, почти в ее центральной части, локализуется автономное Чадобецкое поднятие с амплитудой более 3 км. Площадь, занимаемая поднятием по изолинии — 7,0 км, составляет около 6000 км². Максимальные глубины до фундамента в его пределах — 3,0 м.

В северной части площади изолиниями — 5,0 км намечается Чуньская и Южно-Туринская приподнятые зоны.

В пределах этой территории выделена целая система разломов, часть из которых определяют Куюмбинский блок. В его пределах локализируются Куюмбинский вал и Нижне-Тайгинское поднятие. Отличительная черта этого блока — пониженные значения граничных скоростей по поверхности фундамента (6,5 км/с), тогда как в окружающей с севера и юга зоне они составляют 6,8—7,0 км/с. Можно предполагать на этом основании, что фундамент Куюмбинского блока сложен менее плотными породами, чем окружающие его блоки. Фундамент Енисейского кряжа, а также южной части Байкитского свода характеризуется граничными скоростями 6,0—6,2 км/с и представлен он, вероятно, менее плотными, кислыми породами.

Район Непского свода

Непский свод расположен на юге Сибирской платформы и представляет собой крупное погребенное поднятие северо-восточного простираения с размерами 800 × 200 км, амплитудой в поперечном сечении до 800 м. Свод осложнен рядом положительных структур. Осадочный чехол и фундамент пронизаны серией разломов, к которым нередко приурочены интрузии траппов. Для правильной ориентации дальнейших нефтепоисковых работ важнейшей задачей на данном этапе исследований является изучение в региональном плане поверхности кристаллического фундамента и ее соотношения с нижними горизонтами осадочного чехла.

Работы методикой точечных зондирований преломленными волнами с целью изучения фундамента на Непском своде выполняются с 1974 г.

Восточным геофизическим трестом совместно с ИГиГ СО АН СССР внедрена новая методика и изучена площадь свыше 30 тыс. км². Основной объем работ сосредоточен на наименее изученном юго-восточном склоне свода.

Преломленная волна от поверхности фундамента регистрировалась в первых вступлениях на маршрутных и площадных системах зондирования с базами 30—60 км. Использовалась аппаратура «Тайга». Возбуждение колебаний осуществлялось групповыми взрывами в неглубоких естественных водоемах. Применялся авиатранспорт.

Работы в этом регионе продолжают. Уже имеющиеся материалы свидетельствуют о высокой эффективности методики и о принципиальной значимости получаемых результатов.

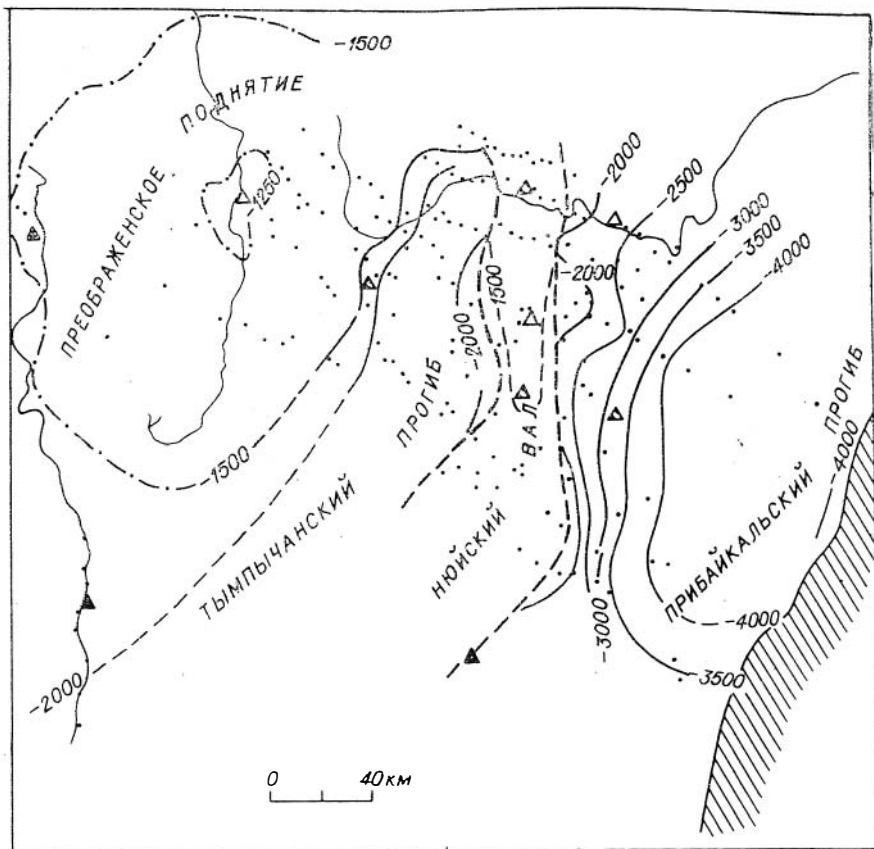


Рис. 92. Непский свод. Структурная схема поверхности фундамента в бассейнах рек Нижняя Тунгуска — Пеледуй — Лена.

1 — центры зондирования; 2 — изогипсы поверхности фундамента по ТЭС МПВ; 3 — изогипсы поверхности фундамента по данным МОВ, ОГТ, бурения; 4 — площади глубокого бурения; 5 — рекомендуемые площади глубокого параметрического бурения (заштрихованы — площади первоочередного бурения); 6 — предполагаемые тектонические нарушения по геофизическим данным.

В результате обработки материалов точечных сейсмических зондирований и комплексной интерпретации имеющихся по площади всех геолого-геофизических материалов составлены структурная схема поверхности фундамента для юго-восточной части Непского свода (рис. 92) и глубинные разрезы, один из которых приведен на рис. 93. На структурной схеме четко выделяются Преображенское поднятие, Нюйский вал и граничащие с ними Тымпычанский и Прибайкальский прогибы.

Преображенское поднятие занимает центральную часть Непского свода, в широтном направлении прослежено на 120—130 км. Отметки поверхности фундамента составляют —1400—1500 м. Кровля нижнемотской подсыты (горизонт M_2), прослеженная сейсморазведкой МОВ, в пределах Преображенского поднятия практически совпадает с поверхностью фундамента.

Нюйский вал — резко выраженный структурный элемент поверхности фундамента на юго-восточном склоне Непского свода. Он имеет субмеридиональное простирание, ширину от 20 до 60 км. Вал прослежен на протяжении 150 км. Отметки поверхности фундамента —1100—1300 м.

Тымпычанский прогиб отделяет Нюйский вал от Преображенского поднятия. Абсолютные отметки поверхности фундамента в прогибе со-

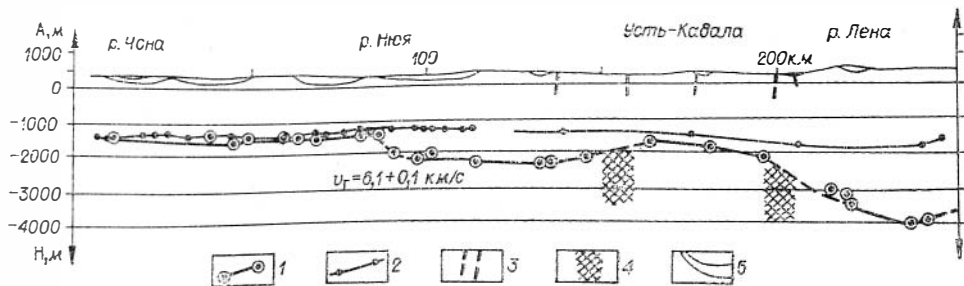


Рис. 93. Геолого-геофизический разрез (р. Чона — пос. Усть-Кадаля).

1 — глубины по поверхности фундамента по данным преломленных волн точечных зондирований; 2 — глубины до отражающего горизонта M_2 (кровля нижнемогской подшивы по сейморазведочным данным В. И. Помпик, 1974 г.); 3 — тектонические нарушения по геологической карте; 4 — предполагаемые тектонические нарушения по геофизическим данным; 5 — выходы на поверхность пород верхнего келбрия, юры, ордовика.

ставляют -2000 — 2200 м. Горизонт M_2 здесь залегает практически горизонтально на уровне 1200 — 1300 м. Суммарная мощность осадочного чехла по сравнению с Преображенским поднятием увеличивается на 600 — 800 м.

Восточная часть изученной площади занята Прибайкальским прогибом, ширина которого в пределах изученной территории 70 — 100 км. Полоса шириной в 20 км восточнее Нюйского вала является зоной резких градиентов погружения фундамента от отметок -2000 до 3500 — 4000 м. Мощность осадочного комплекса увеличивается на 2000 м и более.

Наращивание мощности осадочного чехла в глубоких прогибах (см. рис. 93) происходит за счет нарастания мощности терригенных отложений могской свиты и, главным образом, за счет появления в разрезе вендских и верхнепротерозойских терригенно-карбонатных отложений с низкой степенью метаморфизма. В сторону внутренних частей платформы суммарная мощность этих отложений быстро сокращается и выклинивается. Эти зоны выклинивания, расположенные в прибортовых частях Непского свода, представляют особый интерес как самостоятельный объект разведки на нефть и газ.

Благодаря выполненным работам впервые получены принципиального значения данные о строении юго-восточного склона Непского свода. Важнейшие результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

1. Установлено, что поверхность фундамента характеризуется расчленившимся рельефом, морфология которого зачастую не находит отражения в структуре нижнекембрийских отложений. По поверхности фундамента выделены основные элементы свода — Преображенское поднятие, Тымпычанский прогиб, Нюйский вал и Прибайкальский прогиб.

2. На склонах отмеченных поднятий, на внешнем борту Прибайкальского прогиба, выявлено повсеместное выклинивание нижнекембрийских и позднекембрийских отложений, с которыми связываются зоны регионального нефтегазоаккумуляции.

3. Открытие указанных тектонических и структурно-литологических закономерностей по поверхности фундамента и глубоким горизонтам осадочного чехла служит одним из важнейших обоснований по оценке высоких перспектив нефтегазоносности Непского свода, что позволяет успешно ориентировать поисковые работы. Рекомендации по заложению первоочередных параметрических скважин глубокого бурения отражены на рис. 92.

Районы Якутии

В восточных районах Сибирской платформы глубинные сейсмические исследования методикой точечных зондирований выполнены ИГ ЯФ СО АН СССР и Якутским ТГУ (Якутская комплексная геофизическая экспедиция

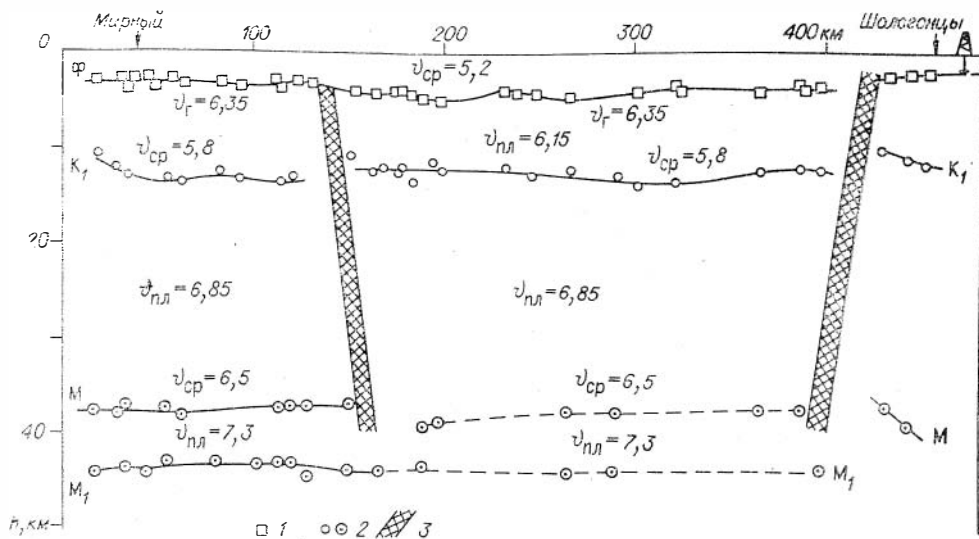


Рис. 94. Сейсмический разрез по маршруту г. Мирный — г. Шологонцы. Глубины по данным волн: 1 — преломленных; 2 — отраженных; 3 — зоны глубинных разломов.

и Амакинская геологоразведочная экспедиция). В 1968—1974 гг. проведены работы [10] на ряде маршрутов ГСЗ общей протяженностью около 5 тыс. км (см. рис. 66), располагающихся в пределах Вилюйской синеклизы, Ботуобинской седловины, Алданской и Анабарской антеклиз. До проведения сейсмических зондирований о строении глубоких горизонтов земной коры имелось только приближенное представление по данным магнитотеллурического зондирования и аномалий гравитационного поля.

Условия выполнения сейсмических работ трудные: затаеженная и заболоченная местность, развита вечная мерзлота. В высокоскоростном осадочном чехле распространены породы трапной формации, характерен кимберлитовый магматизм.

Регистрация колебаний осуществлялась с аппаратурой «Гайга». На начальном этапе работ для возбуждения колебаний опробовалось бомбометание с самолетов. Велись опыты по использованию волн от промышленных карьерных взрывов. Основной объем наблюдений выполнен при взрывах в неглубоких естественных водоемах. Системы зондирования были рассчитаны на изучение земной коры на всю ее мощность. Выполненные наблюдения в ближайшие годы планируется дополнить с целью более надежного определения параметров среды на наиболее интересных участках. Кроме того, необходимы дополнительные наблюдения на больших (около 200 км) расстояниях от источника с получением записей преломленных волн от глубоких границ, включая поверхность мантии. Сейчас эта часть разреза охарактеризована в основном только данными отраженных волн.

На сейсмических разрезах и обобщающих схемах, построенных с привлечением данных об аномалиях естественных геофизических полей, нашли отражение крупные черты слоисто-блоковой структуры земной коры в пределах Алданской и Анабарской антеклиз, Вилюйской синеклизы и Ботуобинской седловины. Типичный сейсмический разрез приведен на рис. 94.

Поверхность кристаллического фундамента (Ф), исследованная по данным преломленных волн, имеет граничную скорость 6,1—6,4 км/с и залегает в широком диапазоне глубин — от нескольких десятков метров до 13 км. Средняя скорость в платформенном чехле варьирует в пределах 3,9—5,2 км/с.

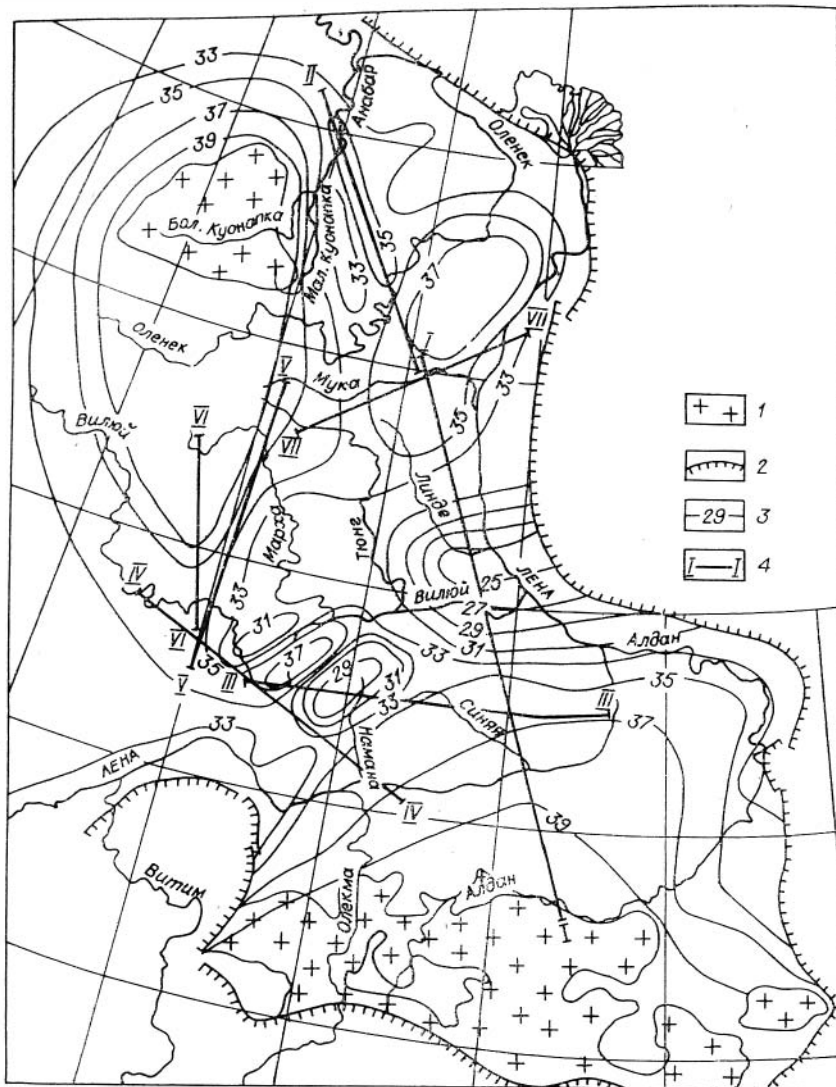


Рис. 95. Схема мощностей консолидированной коры на востоке Сибирской платформы.

1 — выход кристаллических пород на дневную поверхность; 2 — краевые швы; 3 — изопахиты, км; 4 — маршруты ГСЗ.

В результате построения более глубоких границ и определения скоростей в консолидированной коре она подразделена на условные «гранитный» и «базальтовый» слои, среднепластовые скорости в которых равны соответственно 6,1—6,4 и 6,7—6,9 км/с. На преобладающей части территории мощности этих слоев соизмеримы и равны соответственно 9—25 и 13—34 км. В районе Ботубинской седловины и прилегающих частей Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы, где широко развиты магматические породы основного состава, получены большая мощность (24—34 км) и неглубокое залегание (9—13 км) «базальтового» слоя. Толщина его здесь примерно в 3 раза превышает мощность «гранитного» слоя.

Поверхность М по данным отраженных волн на всей изученной территории востока Сибирской платформы залегает в узком диапазоне глубин —38—40 км, хотя нельзя исключать возможности выявления при более детальных работах зон осложненного залегания поверхности мантии

и значительных вариаций ее свойств по площади. Средняя скорость по всей толще коры составляет 6,3—6,5 км/с.

Общая мощность земной коры остается практически неизменной на всей территории. Однако толщина консолидированной коры (между границами Ф и М) изменяется в широких пределах — от 25 до 39 км (рис. 95). Минимальная мощность установлена во впадинах Вилуйской синеклизы, максимальная — вблизи Алданского щита и Анабарского массива.

Ниже поверхности М на 6—9 км прослеживается еще одна отражающая граница (М₁). Приближенные оценки скорости в слое между этой границей и поверхностью М дают величину 7,3—7,8 км/с. Этот слой рассматривается [10] как зона перехода от коры к мантии Земли.

Как уже отмечалось, в районах Якутии нижняя часть разреза земной коры и верхи мантии пока изучены только по методу отраженных волн. В дальнейшем планируется на ранее проложенных профилях провести дополнительные работы с регистрацией преломленных волн для получения более полной информации о физическом состоянии вещества мантии и низов коры, что чрезвычайно важно для изучения расположенного здесь района кимберлитового магматизма. Необходимо также выполнить опорные профили с детальными системами наблюдений.

В 1974 г. начаты глубинные сейсмические исследования на площадной сети профилей на участках кимберлитового магматизма (Мало-Ботубинский и Далдыно-Алакитский районы) с целью изучения поверхности кристаллического фундамента, глубоких частей земной коры и зоны перехода от коры к мантии.

§ 4. ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Зоны океанических и континентальных рифтов — важнейшие тектонические элементы нашей планеты. Их изучение имеет первостепенную важность в связи с познанием глубинных процессов, зарождающихся в недрах мантии Земли и активно проявляющихся в близповерхностных частях земной коры. Байкальский рифт — крупнейшее в Евразии звено мировой рифтовой системы. До недавнего времени выполненные здесь глубинные геофизические исследования базировались на регистрации преимущественно естественных физических полей: гравитационного, электромагнитного, теплового, сейсмического поля землетрясений. Во всех этих полях были установлены значительные отклонения от нормальных значений, свидетельствующие об аномальных свойствах глубинного вещества и с разных сторон характеризующие активно идущий тектонический процесс. Однако представления о глубинной структуре Байкальского рифта без опорных данных глубинного сейсмического зондирования оставались во многом гипотетическими и противоречивыми. Даже вопрос о положении главной опорной глубинной геофизической границы — поверхности Мохоровичича, до недавнего времени был предметом острой дискуссии.

Сейсмические работы методом ГСЗ в варианте точечных (дифференциальных) сейсмических зондирований в Байкальском регионе ведутся с 1968 г. Восточным геофизическим трестом и ИГиГ СО АН СССР. Задача первого (рекогносцировочного) этапа этих работ — изучение крупных черт строения земной коры и верхов мантии в пределах всей рифтовой зоны и в прилегающих, не затронутых рифтогенезом, районах Сибирской платформы, Забайкалья, Восточного Саяна. К настоящему времени выполнены исследования на площади в 400 тыс. км² при общей протяженности сейсмических маршрутов 4 тыс. км, расположенных в основном в центральной части зоны (рис. 96). Кроме того, проведены площадные сейсмические зондирования для изучения пространственной структуры по-

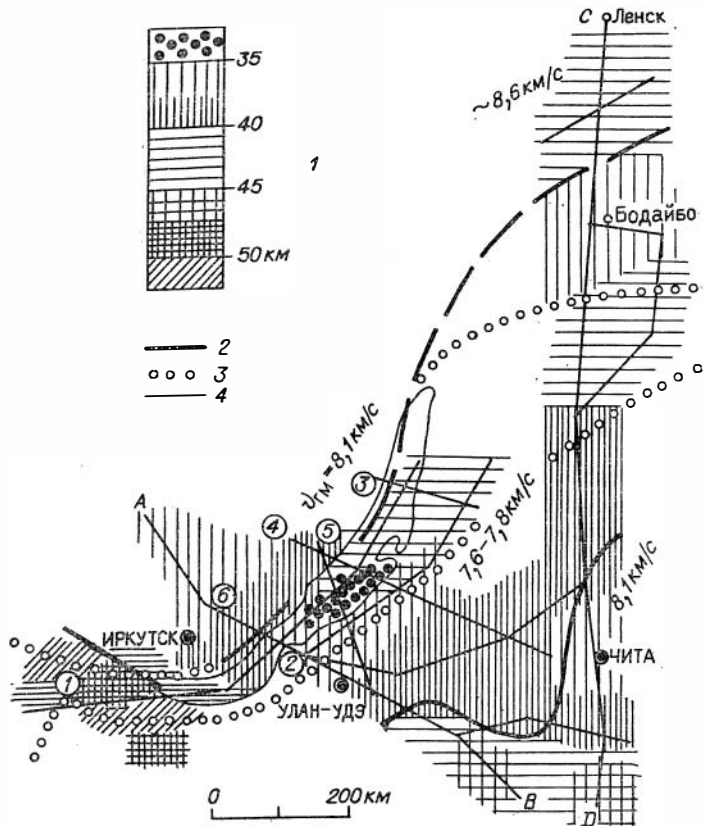


Рис. 96. Схема строения поверхности мантии в Байкальском регионе.

1 — шкала глубин до границы М; 2 — граница области с аномально низкой скоростью на поверхности мантии. Выписаны значения граничной скорости по поверхности мантии на отдельных участках; 3 — контур рифтовой зоны по геологическим данным; 4 — маршруты ГСЗ. Цифрами в кружках обозначены сейсмические разрезы, приведенные на рис. 97—98.

верхности мантии, в том числе под акваторией Байкала, привлечены материалы сейсмологии землетрясений [49], позволившие повысить глубину изучения верхов мантии. Начато изучение фланговых районов рифтовой зоны, включая район строительства Байкало-Амурской магистрали. Несмотря на незавершенность проведенных работ (в последние годы ведутся работы на обоих флангах зоны), достигнутая к настоящему времени степень изученности глубинных недр Байкальской зоны методом ГСЗ является наибольшей по сравнению с другими (зарубежными) зонами континентального рифтогенеза.

Особенности методики работ

При планировании работ в Байкальском регионе принимались во внимание следующие обстоятельства.

1. Рифтогенез обусловлен глубинными мантийными процессами, поэтому важно было получить возможно больше сведений о структуре и свойствах верхов мантии.

2. Сложная глубинная структура, свойственная рифтам, не всегда может быть надежно аппроксимирована двумерными сейсмическими моделями даже на этапе регионального изучения. Поэтому наряду с обычными маршрутными наблюдениями на наиболее сложных участках Байкальского рифта были применены площадные системы зондирования.

3. Для рифтовых зон характерна не только сложная геометрия недр, но и аномальное физическое состояние глубинного вещества. Поэтому особое внимание было обращено на изучение сейсмических скоростей в среде с выявлением волноводных слоев и картированием аномалий скорости по площади.

Для обнаружения четких устойчивых волн, пригодных для дискретной корреляции, вначале были проведены наблюдения на кусочно-непрерывных параметрических профилях (на юге Сибирской платформы и в Байкальской складчатой области). На обоих участках наблюдения выполнены при одном источнике колебаний с получением географов до удалений около 200 км. По результатам изучения волновой картины были заданы две системы зондирований: первая (расстояния между источником и приемником 40—70 км) использовалась для регистрации отраженных и преломленных волн от внутрикоровых границ через каждые 20—25 км профиля; вторая предназначалась для записи волн от раздела Мохоровичича с центрами зондирований через 20—50 км.

На всех маршрутах волны от раздела Мохоровичича (М) незначительно различаются по кинематическим и динамическим характеристикам. На сейсмограммах зондирований с базами 180—250 км первой регистрируется преломленная волна, через 0,5—2,0 с — закритическое отражение. Средние величины кажущихся скоростей этих волн составляют соответственно 7,6—8,2 и 6,5—7,0 км/с. Отраженная волна по сравнению с преломленной характеризуется повышенными в 5—10 раз значениями амплитуды и несколько пониженными видимыми частотами колебаний.

Волны от внутрикоровых границ на участках Сибирской платформы и Байкальской складчатой области существенно различны. В пределах Сибирской платформы на удалениях 20—80 км от источника в первых вступлениях регистрируется преломленная волна от поверхности кристаллического фундамента. Для этой волны характерны малая интенсивность, кажущаяся скорость 6—7 км/с. При расстояниях 40—70 км в последующей части сейсмограмм выделяются отраженные волны от более глубоких границ в земной коре. Волны обладают повышенной интенсивностью и большими значениями кажущихся скоростей (7—8 км/с). В Байкальской складчатой области первые по времени прихода волны на расстояниях 20—100 км от источника соответствуют рефрагированной волне, проникающей на глубину до 10 км. Волны в первых вступлениях здесь более интенсивны, а отражения от внутрикоровых границ менее четкие, чем на участке Сибирской платформы.

При определении скоростных параметров особое внимание обращалось на выявление изменений граничных и средних скоростей вдоль маршрутов по записям волн от раздела М. Вначале были определены средние скорости в земной коре по отражениям от этой границы. Распределение граничных скоростей на поверхности мантии находилось двумя способами: по полю времен преломленной волны и при совместном использовании отраженной и преломленной волн от границы М.

Сходимость полученных значений глубин и скоростей в близких точках и теоретические расчеты позволяют оценить погрешность единичного определения скорости в 0,1—0,15 км/с. При определении глубин до границы М предпочтение отдавалось данным отраженных волн. Точность построений оценивается в 0,3 км для поверхности фундамента и 1—2 км для более глубоких границ, включая поверхность М.

Остановимся на некоторых особенностях методики, связанных с изучением специфических характеристик недр рифтовой зоны. Представлялось чрезвычайно важным решить вопрос о существовании волноводных слоев в земной коре. Для этого были использованы записи рефрагированных и отраженных волн с учетом искажающего влияния горизонтальных неоднородностей среды. На специально выбранных геологически однородных участках были выполнены профили зондирований, базы которых относи-

тельно равномерно, с шагом 10—20 км, изменялись в диапазоне 10—200 км. Зондирования с минимальными базами позволяли контролировать влияние неоднородностей верхней части разреза. По полю времен первых (рефрагированных) волн была получена функция $t(l)_{x=\text{const}}$, являющаяся аналогом известного в сейсморазведке годографа общей глубинной точки. Эта функция, на которой влияние глубинных горизонтальных неоднородностей проявляется в ослабленном виде, использовалась для нахождения зависимости истинной скорости от глубины [73]. Для оценки скорости в волноводном слое привлекались записи отраженных волн от границы в средней части коры. Полученные результаты контролировались решением прямой кинематической задачи.

Структура границы М под Байкальской впадиной очень сложна, резко изменчива как вкрест, так и вдоль простирания рифта. Необходимый в таких условиях переход к площадному изучению границы М был осуществлен по схеме, показанной на рис. 39. Эта система зондирований позволила получить данные о площадном распределении граничной скорости на поверхности мантии и средней скорости во всей толще земной коры. Глубины до границы М определены почти в 50 пунктах на значительной части акватории озера и его берегах. Аналогичные площадные наблюдения выполнены на флангах рифтовой зоны. Высокая эффективность площадных наблюдений достигнута за счет массового применения портативной аппаратуры «Тайга», транспортируемой на вертолетах.

Уже первыми работами методом ГСЗ в зоне Байкальского рифта были установлены аномально низкие значения граничной скорости на поверхности мантии. В связи с этим возникла задача увеличения глубинности исследований для определения мощности слоя с аномально низкой скоростью и выяснения его соотношения с мантийным астеносферным слоем Гутенберга, характеризующимся почти такими же значениями скорости продольных волн. Из-за ограниченной мощности используемых при ГСЗ искусственных источников колебаний достигнутая в Байкальском регионе дальность регистрации была недостаточна для надежного решения указанных задач с использованием преломленных волн. В связи с этим была выполнена совместная интерпретация сейсмических записей взрывов и местных землетрясений [49]. Годографы первых волн от 20 достаточно сильных землетрясений, зарегистрированных на сети стационарных и передвижных станций при эпицентральных расстояниях 200—1000 км, путем совмещения с имеющимися данными ГСЗ были приведены к условиям поверхностного источника. Проведено статистическое определение времен. Затем, по совокупности данных ГСЗ и сейсмологии, был составлен осредненный сводный годограф длиной до 1000 км, который использован для оценки сейсмических параметров верхней части мантии в зоне рифта. При этом обеспечивается проникание волн в толщу мантии на несколько десятков километров.

Результаты исследований

Охарактеризуем главные особенности регионального строения земной коры и верхов мантии, выявленные глубинными сейсмическими исследованиями в рифтовой зоне и на прилегающих участках Сибирской платформы и Байкальской складчатой области.

Площадными и маршрутными наблюдениями изучены основные черты распределения мощности земной коры в пределах рифтовой зоны, а также в соседних, не подвергшихся рифтогенезу районах. На сводной схеме поверхности М (см. рис. 95), составленной по всей совокупности полученных данных, устанавливается, что в центральной части Байкальского рифта мощность земной коры изменяется в значительно больших пределах, чем в прилегающих неактивизированных районах. Диапазоны изменения глу-

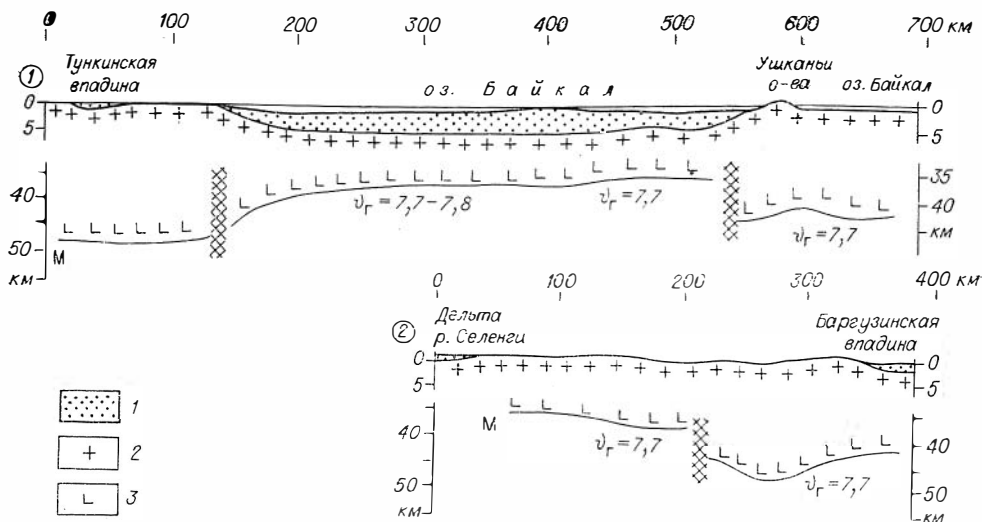


Рис. 97. Сейсмические разрезы вдоль Байкальского рифта (значение скорости дано в км/с).

1 — осадочное выполнение байкальской впадины; 2 — верхняя и 3 — нижняя часть консолидированной коры.

бин составляют: в рифтовой зоне 34—48 км, на юге Сибирской платформы 37—39 км, в прилегающих к рифту районах Забайкалья 39—41 км.

Отмечено существенное отличие в мощности коры под юго-западной (более глубоководной) и северо-восточной частями оз. Байкал: соответственно 34—36 и 40—44 км. Сочленение этих резко различающихся блоков происходит вблизи о. Ольхон и п-ова Святой Нос, где, вероятно, существует крупная, поперечная по отношению к рифту зона глубинных разломов. Указанные различия мощности земной коры прослеживаются не только под самим Байкалом, но и вдоль его юго-восточного побережья (рис. 97).

Различна структура поверхности мантии и в разных поперечных сечениях рифта (рис. 98).

В крайнем северном сечении (разрез 3 на рис. 98) граница М залегает примерно на одном уровне (41—43 км) под восточной окраинной частью Байкальской впадины, Баргузинской впадиной и разделяющим их Баргузинским хребтом.

Сечение 4 проходит в области сочленения северной и южной котловины Байкала. Поверхность М образует здесь глубокий прогиб, осложненный в центральной его части резким поднятием, т. е. имеет место своеобразное сочетание противоположных структурных форм — «корня» и «антикорня» с очень контрастным изменением мощности коры в диапазоне от 35 до 44 км.

Два сечения (5 и 6, рис. 98) через южную котловину Байкала в районах о. Ольхон и дельты р. Селенги имеют принципиально сходную, но различающуюся по контрастности форму границы М. В обоих сечениях под северо-западным бортом Байкальской впадины, где проходит Обручевский сброс, отмечается уступообразное воздымание этой границы на 3—6 км в сторону озера.

Таким образом, данные, полученные методом ГСЗ о морфологии границы М, характеризуют ее как очень сложную, резко изменчивую не только вкрест, но и по простиранию рифта, поверхность. Байкальскому рифту по этой поверхности не соответствует какая-либо единая структурная форма в виде предполагавшихся ранее «корня» или «антикорня». Расхождения с ранними схемами по значениям мощности земной коры и ее градиентам достигают больших величин.

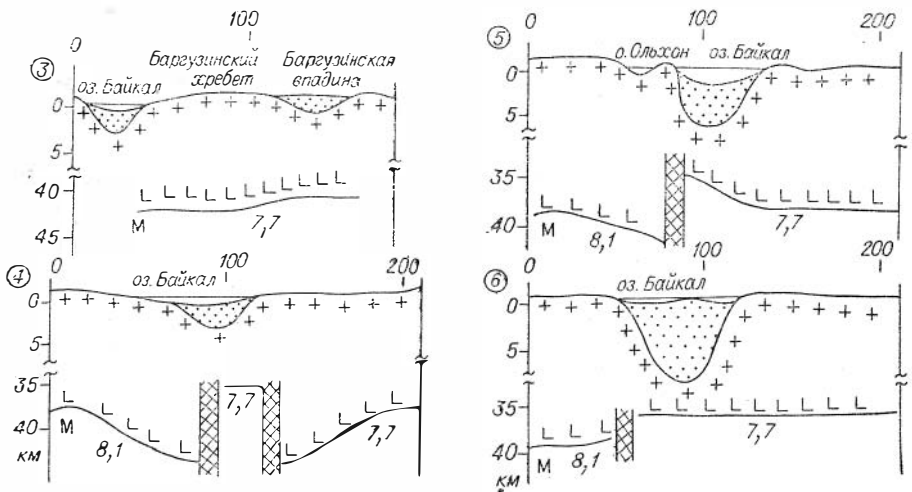


Рис. 98. Сейсмические разрезы вкост простирания Байкальского рифта (значение скорости дано в км/с). Усл. обозн. см. на рис. 97.

К особенностям внутреннего строения земной коры Байкальского региона следует отнести различия в степени ее расслоенности по упругим свойствам на разных участках и инверсию скорости по глубине.

Регулярная сейсмическая расслоенность с несколькими четкими горизонтальными границами установлена в земной коре на юге Сибирской платформы и в районе г. Читы. На остальной территории, включающей рифтовую зону и соседние с ней районы Забайкалья, внутрикоровые сейсмические границы удается непрерывно проследить только на отдельных коротких участках маршрутов.

Чрезвычайно важен вопрос о существовании волноводных слоев в земной коре, поскольку этим слоям в определенных условиях могут соответствовать участки среды с повышенной пластичностью, имеющие большое значение для анализа глубинных геодинамических условий и распределения очагов землетрясений. В связи с этим на трех участках (на юго-восточном берегу Байкала, а также в 150 км к югу от него и вдоль Тункинской впадины) были проведены специальные наблюдения преломленных и отраженных волн с учетом влияния горизонтальных неоднородностей среды.

На всех участках получены практически одинаковые результаты: выявлен сейсмический волновод в интервале глубины 12—17 км с уменьшением скорости на 0,2—0,3 км/с по отношению к вмещающей среде. Намечается связь выявленного сейсмического волновода с распределением других геофизических характеристик, устанавливаемых по данным магнитотеллурических зондирований, сейсмологии и магнитометрии. Слой с пониженной скоростью сейсмических волн, по всей видимости, сложен породами с высокой электропроводностью, а основная масса магнитоактивных тел и очагов землетрясений располагается над этим слоем. Возможно, общая причина этого — повышенный разогрев и частичное плавление глубинного вещества.

Разрез верхней мантии в Байкальской зоне, составленный по данным сейсмологии взрывов и землетрясений, характеризуется следующими особенностями распределения скорости продольных волн по вертикали (рис. 99).

Разрез мантии начинается со слоя с аномально низкой скоростью 7,6—7,8 км/с. Вертикальный градиент скорости в верхней части этого слоя, оцененный по соотношению амплитуд отраженной и преломленной волн от границы М [58], составляет 0,003—0,005 с⁻¹, что недостаточно для

плавного перехода к нормальным значениям скорости на больших глубинах. Нижняя граница слоя с пониженной скоростью найдена по сводному 1000-километровому годографу первых волн от взрывов и землетрясений [49]. На этом годографе на расстоянии около 350 км от источника происходит смена преломленных мантийных волн со скоростями 7,7 и 8,1 км/с. Мощность слоя со скоростью 7,7 км/с получилась равной в среднем 17 км, глубины до его верхней и нижней кромок составляют 38 и 55 км. На восточном фланге рифта мощность аномального слоя оценена по данным ГСЗ и составляет около 8 км [77].

Хотя полученные параметры аномального слоя верхней мантии являются осредненными для большого участка Байкальской рифтовой зоны, они имеют принципиальное значение для выяснения ее глубинного строения. Устанавливается, что аномальный слой разобчен с астеносферным каналом Гутенберга, где скорости примерно такие же, а глубина до его верхней кромки в рассматриваемом районе по сейсмологическим данным примерно 100 км [4].

Связь с астеносферным каналом можно предполагать лишь в виде узкой вертикальной перемычки, располагающейся, вероятнее всего, под Байкалом и далее в полосе интенсивных Байкало-Витимских минимумов силы тяжести.

Область распространения слоя с аномально низкой скоростью закартирована к настоящему времени на огромной площади — 200 тыс. км² (см. рис. 96, 100). За пределами этой области скорость на поверхности мантии имеет нормальные значения 8,1—8,2 км/с, увеличивающиеся до 8,6 км/с в районе г. Ленска. Границы аномальной области занимают секующее положение по отношению к древним геологическим структурам, хотя и контролируются на ряде участков известными по геологическим данным глубинными швами. Область аномальной мантии в 2—3 раза шире собственно Байкальской рифтовой зоны, картируемой по поверхностным геологическим признакам и распределению сейсмичности. Центральный участок рифтовой зоны (Байкальская впадина) располагается над северо-западным краем, а восточный фланг зоны — над срединной частью аномальной мантийной области.

Сравнение с другими континентальными рифтовыми зонами

Целью сравнения результатов сейсмического изучения недр Байкальского региона с соответствующими данными по другим зонам континентального рифтогенеза является выявление общих особенностей их

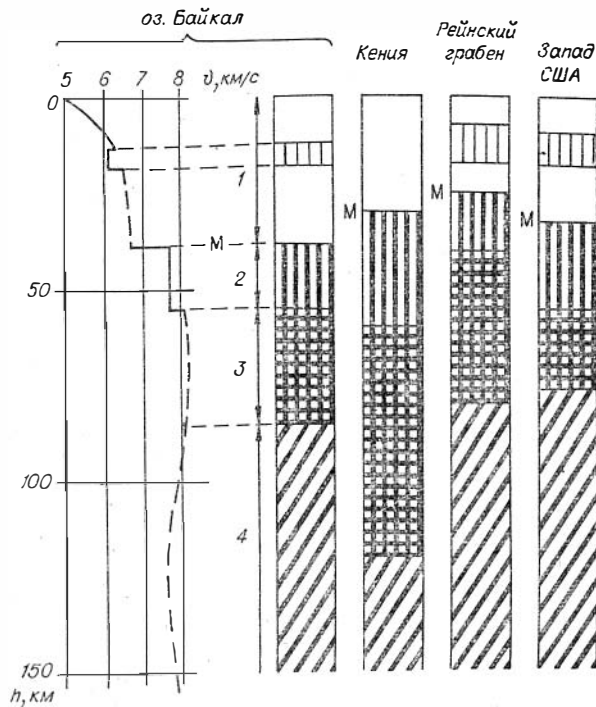
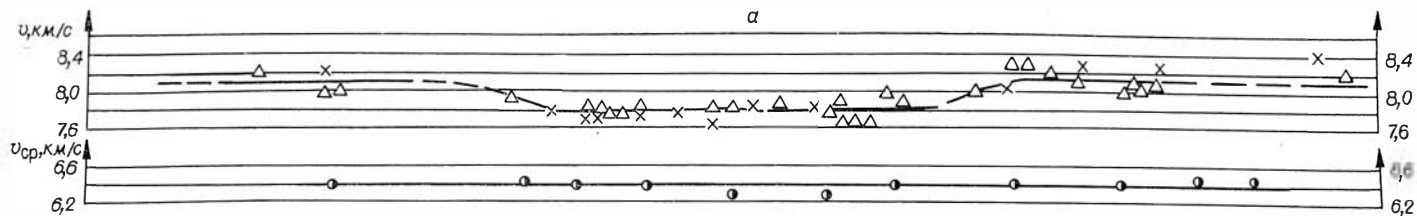
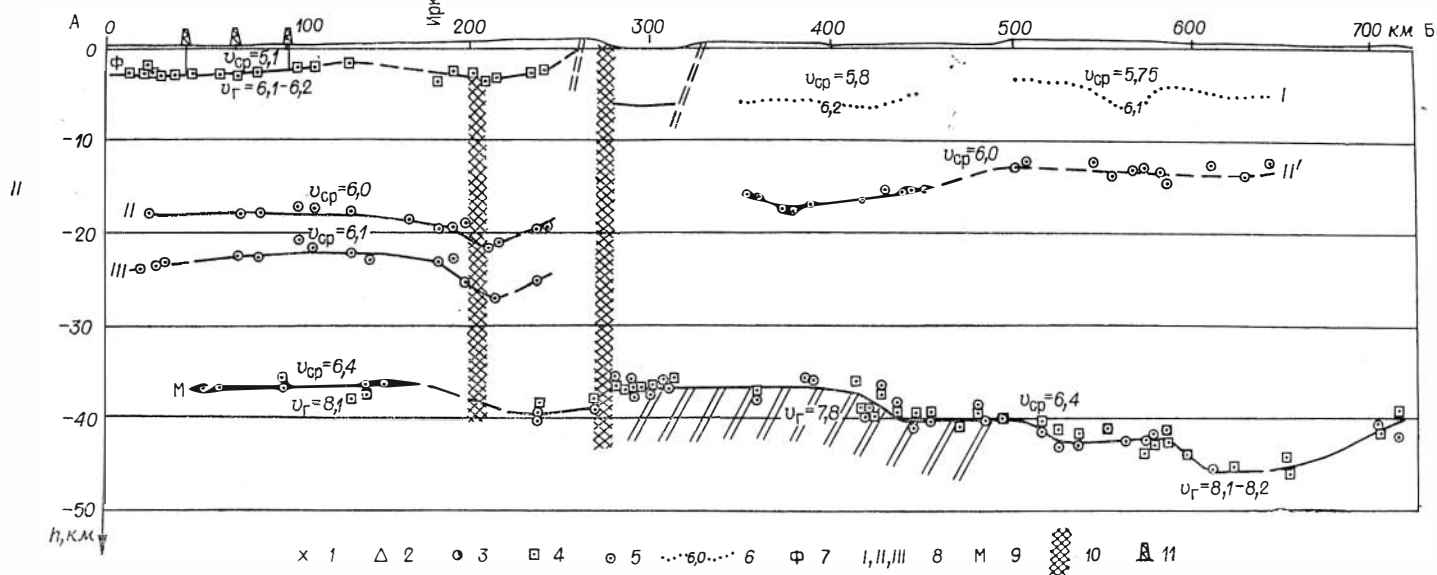


Рис. 99. Скоростные колонки для Байкальского и других континентальных рифтов.

1 — земная кора; 2 — аномальная мантия; 3 — нормальная мантия; 4 — зона пониженной скорости в верхней мантии.



Сибирская платформа Иркутск форма оз. Байкал Байкальская складчатая область



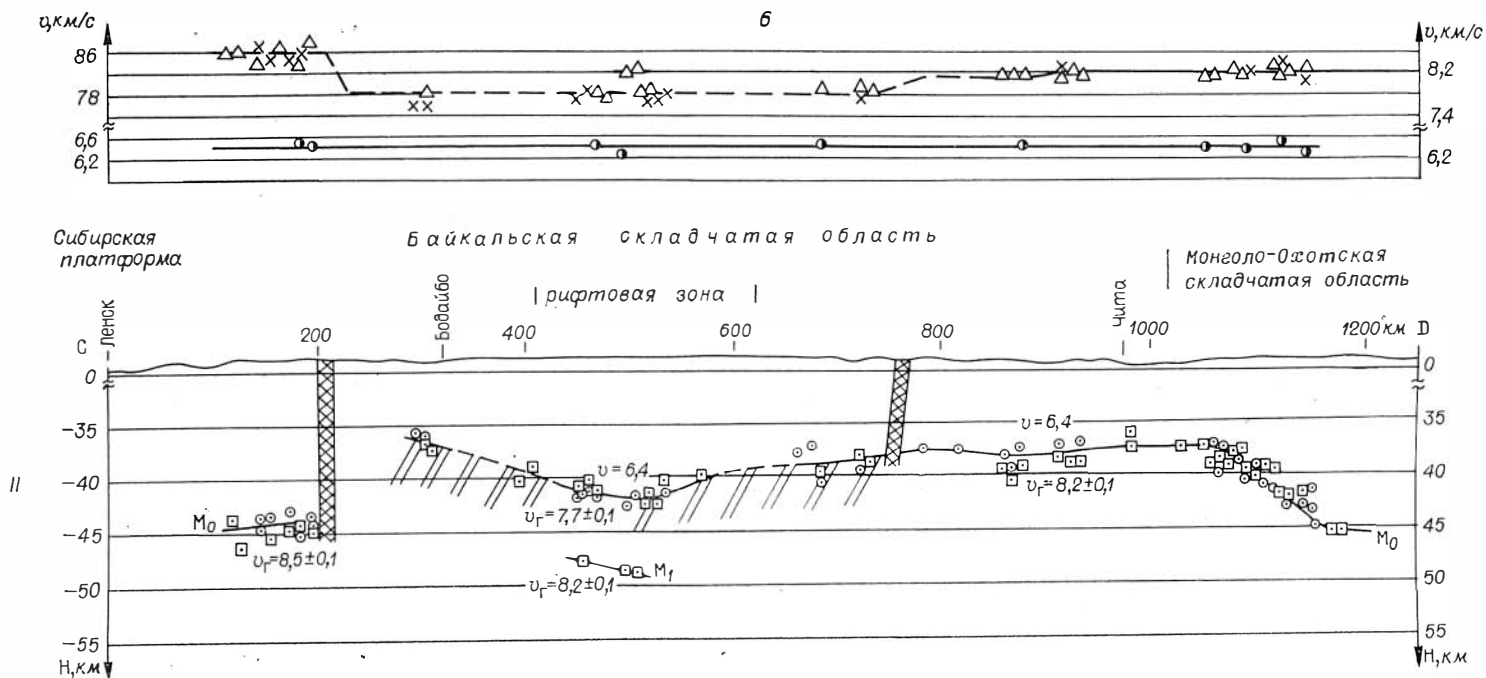


Рис. 100. Сейсмические маршруты А—Б (а) и С—D (б) (см. рис. 96) через южную часть Сибирской платформы, Байкальский рифт, Байкальскую складчатую область.

I — граничная скорость v_r на поверхности M по данным преломленных волн (1) и при совместном использовании отраженной и преломленной волн (2); средняя скорость в земной коре v_{cp} по данным отраженных волн (3); II — разрез: 4, 5 — глубины по преломленным и отраженным волнам; 6 — изолинии скорости, км/с; 7 — поверхность фундамента Сибирской платформы; 8 — отражающие границы в коре; 9 — граница Моховичича; 10 — зоны глубинных разломов; 11 — сбываины.

глубинного строения, связанных с новейшей тектонической активизацией.

При сопоставлении данных о земной коре рассмотрим только общие ее характеристики, на определение которых в малой степени влияют различия методики сейсмических исследований в разных районах. Отмечаемое под Рейнским грабеном и в североамериканской Провинции бассейнов и хребтов некоторое уменьшение мощности земной коры, вероятно, не является общим для всех континентальных рифтовых зон. В Байкальской зоне этот эффект не проявляется достаточно четко.

Для континентальных рифтов, по всей видимости, типичны внутрикоровые сейсмические волноводы, которые могут быть обусловлены повышенным разогревом глубинного вещества. Кроме Байкальской зоны существование волноводов в земной коре намечается под Рейнским грабеном и на западе Северной Америки.

На ряде участков мировой системы рифтов (Исландия, осевой грабен Красного моря) выявлены высокие значения скорости (6,5—7,0 км/с) в верхней части земной коры, объясняемые внедрением глубинных горных пород. Для внутриконтинентальных рифтов подобного явления не установлено. Скорости в коре здесь, как правило, мало отличаются от значений на соседних неактивизированных участках.

Для объективного сравнения сейсмических характеристик верхней мантии, так же как и для Байкальского региона, были составлены [57] по опубликованным первичным данным сводные годографы первых мантийных волн от взрывов (химических и ядерных) и местных землетрясений, зарегистрированных на больших расстояниях от источников колебаний в районах Восточной Африки, североамериканской Провинции бассейнов и хребтов и Рейнского грабена. Сводные годографы первых волн для всех районов удивительно похожи в своих главных чертах. Во всех случаях, начиная с расстояний 120—180 км от источника колебаний, первой регистрируется преломленная волна со скоростью около 7,7 км/с. Протяженность области ее регистрации в первых вступлениях 100—300 км. Далее происходит излом годографа и первой вступает волна со скоростью 8—8,2 км/с. Реальность отмеченных особенностей годографов несомненна, хотя их количественные характеристики должны быть уточнены по более представительным экспериментальным данным.

Из сходства годографов вытекает близость главных черт распределения скоростей упругих волн во всех рассматриваемых районах континентального рифтогенеза (см. рис. 99). Всюду в самой верхней части мантии залегает слой с аномально низкой скоростью, равной приблизительно 7,7 км/с. Средние мощности этого слоя в разных районах составляют 15—30 км. Скорость в аномальном слое и мантийном волноводе Гутенберга почти одинакова, но эти объекты геометрически не являются единым целым, так как разделены толщей пород со скоростью 8—8,2 км/с.

Таким образом, в результате сравнения Байкальского рифта с изученными сейсмическими методами участками других континентальных зон современного рифтогенеза устанавливается их принципиальное сходство по некоторым характеристикам сейсмического разреза земной коры и особенно верхней мантии вплоть до волновода Гутенберга. К общим особенностям континентальных рифтов, кроме известного ранее понижения скорости в самой верхней части мантии, следует отнести то, что слой с аномально низкой скоростью невелик по мощности и может сообщаться с астеносферным волноводом Гутенберга только на локальных участках.

О природе слоя с аномально низкой скоростью в рифтовых зонах

Под всеми изученными методом взрывной сейсмологии океаническими и материковыми рифтовыми системами выявлен мощный (до нескольких десятков километров) слой с аномальными, не типичными ни для коры, ни для верхов мантии значениями скорости продольных волн, равными в

преобладающем числе случаев 7,3—7,8 км/с. Для рифтов срединно-океанических хребтов и Исландии в основном характерны величины 7,0—7,6 км/с. В континентальных зонах (Байкальской, Восточно-Африканской, Рейнской, североамериканской Провинции бассейнов и хребтов), как уже отмечалось выше, по-видимому, преобладают более высокие значения (7,6—7,8 км/с). Аномальный слой подстилается породами с нормальной для верхов мантии скоростью 8,1—8,2 км/с.

Вопрос о физической природе аномального сейсмического слоя можно сформулировать так: является ли он частью мантии, земной коры или соответствует промежуточной коромантийной толще? Единого мнения на этот счет нет, так как одних сейсмических данных недостаточно для решения вопроса, и это приводит к различным истолкованиям результатов взрывной сейсмологии о глубинном строении зон рифтогенеза. В частности, по-разному определяется в этих зонах положение глобального геофизического раздела — границы М.

Более определенное суждение о вероятной природе аномального слоя можно составить путем совместного рассмотрения наиболее распространенных в глубинной геофизике свойств среды — скорости сейсмических волн, плотности и удельного электрического сопротивления. Используя эти свойства, можно составить трехпараметровые геофизические модели, соответствующие конкурирующим гипотезам о природе аномального слоя, и сравнить их с геофизическими данными в конкретных районах. Рассмотрим следующие основные гипотезы.

1. Разогрев верхнемантийного вещества. Высокие значения теплового потока в рифтовых зонах указывают на повышенный разогрев их недр. Поэтому возможно понижение скорости в верхах мантии из-за ослабления межкристаллических связей при нагреве глубинного вещества.

2. Частичное плавление верхнемантийного материала. При достижении температуры 1100—1200°C на глубинах залегания аномального сейсмического слоя возможно расплавление базальтовой компоненты пород верхней мантии с соответствующим уменьшением в них значений скорости.

3. Серпентинизация ультраосновных пород. Этот процесс, возможный при температуре ниже 500°C, предложен Х. Хессом в качестве объяснения образования океанической коры. При относительно небольшой степени серпентинизации могут быть получены скорости, наблюдаемые в аномальном слое.

4. Частичная эклогитизация «базальтового» слоя. В низах континентальной коры возможны термодинамические условия для фазового перехода габбро в эклогит. Образующийся при этом «базито-эклогитовый» слой обладает «коромантийными» скоростями сейсмических волн.

5. Коромантийная смесь — гипотетическое образование, представляющее собой результат смешения пород мантии и «базальтового» слоя, предложено К. Л. Куком для объяснения пониженных скоростей в верхах мантии в тектонически активных районах.

Гипотезы разделяются на три группы: первые две (разогрев и частичное плавление) относят аномальный сейсмический слой к мантии; третья и четвертая (серпентинизация и эклогитизация) — к коре; гипотеза коромантийной смеси — к переходной области. Соответственно, по-разному трактуется и положение границы М.

Физическая модель аномального слоя, соответствующая гипотезе разогрева верхнемантийного вещества, представлялась в виде однокомпонентной твердой среды, имеющей свойства оливинита. Модель частично расплавленной мантии имитировалась двухфазной средой, в которой в твердом оливинитовом скелете находится жидкий базальт; рассмотрены случаи разной степени связанности жидких включений. Модели коромантийной смеси, эклогитизации и серпентинизации были представлены двухкомпонентными твердыми смесями, состоящими соответственно из габбро и оливинита, габбро и эклогита, серпентина и перидотита. Варь-

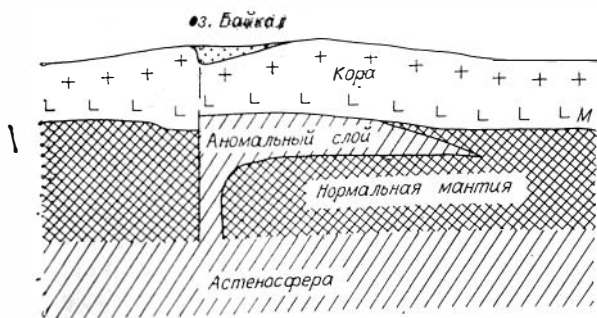


Рис. 101. Схема, поясняющая предполагаемый процесс образования Байкальского рифта.

зических моделей аномального слоя, представленных в виде указанных зависимостей, показывает, что они позволяют различать три возможных предположения о его физической природе: разогрев верхнемантийного вещества, частичное плавление этого вещества и неразрешающаяся группа твердых смесей (коромантийной, базито-эклогитовой, серпентин-перидотитовой). Следовательно, можно судить о том, является ли аномальный слой частью мантии или нет. Однако нельзя разделить предположение о его «коровой» и «коромантийной» принадлежности.

По результатам взрывной сейсмологии, гравиметрии и магнитотеллурических зондирования для ряда рифтов (Байкальского, Кенийского, Исландского, Провинции бассейнов и хребтов) известны оценки значений скорости, плотности и электрического сопротивления аномального слоя. При сравнении этих данных с теоретическими кривыми зависимостей указанных параметров устанавливается следующее. Только кривые, соответствующие гипотезам частичного плавления и разогрева верхнемантийного вещества, проходят внутри или вблизи вероятных значений физических параметров аномального слоя. Следовательно, только эти гипотезы могут быть приняты в качестве вероятных, а гипотезы коромантийной смеси, эклогитизации и серпентинизации не пригодны для объяснения природы аномального сейсмического слоя в рассмотренных рифтовых зонах. Для западных районов США равновероятны разогрев и частичное плавление верхнемантийного вещества. В районах Исландского, Кенийского и Байкальского рифтов предпочтительнее гипотеза частичного расплавления верхов мантии. При этом объемная доля расплавленного базальта не превышает 5—10%.

Следовательно, по совокупности геофизических параметров (скорости, плотности, электросопротивлению) граница М в рифтовых зонах соответствует кровле аномального сейсмического слоя, который, по всей видимости, сложен частично расплавленными породами верхней мантии.

Учитывая изложенные выше данные об особенностях глубинного строения континентальных рифтовых зон и о природе аномальных свойств верхнемантийного вещества, можно составить общее представление о вероятных причинах образования Байкальского рифта (рис. 101). Подъем разогретого и частично расплавленного пластичного вещества астеносферного слоя произошел по ослабленной зоне на краю Сибирской платформы. Растекание этого вещества у подошвы земной коры, с соответствующим воздействием на вмещающие породы, было направлено в сторону от стабильных коромантийных блоков древней Сибирской платформы, сыгравших роль своеобразного упора. Внедрившееся вещество астеносферы в виде слоя со скоростью 7,6—7,8 км/с вызвало образование обширного пологого подъема земной коры — регионального Байкальского свода. Горизонтальное растекание этого вещества в юго-восточном направлении создало

ируя температуру (в однокомпонентной модели) и соотношение объемов компонент (в двухкомпонентных средах), для каждой модели были рассчитаны парные зависимости трех параметров: скорость — плотность, скорость — электросопротивление и плотность — электросопротивление. Процедуры расчетов и принятые исходные данные изложены в работе [46]:

Рассмотрение полученных трехпараметровых геофизических

растягивающие напряжения в земной коре, которые и стали причиной образования асимметричных (с крутыми северо-западными бортами) грабен Байкальской рифтовой зоны на ранее неоднородных и нарушенных участках вблизи края Сибирской платформы.

§ 5. ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗАРУБЕЖНЫХ РАЙОНАХ

Кроме изучения сибирских районов методика точечных зондирований была применена при первых работах ГСЗ на двух участках Антарктиды. Она была также использована для интерпретации материалов взрывной сейсмологии, полученных американскими геофизиками при изучении земной коры Канадского щита в районе оз. Верхнего.

Глубинные сейсмические исследования в Антарктиде

Советским геофизикам принадлежит приоритет в сейсмическом зондировании земной коры на всю ее мощность на Антарктическом континенте. Успеху этих работ, остающихся до сих пор единственными на шестом континенте, в значительной степени способствовало использование методики точечных сейсмических зондирований и опыта изучения труднодоступных районов Сибири.

Работы выполнялись во время исследований 14-й и 18-й Советских антарктических экспедиций. В 1969 г. группой сотрудников НИИ геологии Арктики, возглавляемой А. Л. Коганом, проведены наблюдения в Восточной Антарктиде на побережье Земли Королевы Мод [40]. Точечные зондирования выполнены со стандартной сейсморазведочной аппаратурой. В 1973 г. НИИ геологии Арктики, ИГиГ СО АН СССР и Восточным геофизическим трестом исследован район ледника Эймери [41] (рис. 102). Ниже рассматриваются исследования во втором из названных районов, где в достаточно полной мере реализованы возможности методики точечных зондирований с аппаратурой «Тайга».

Этот район расположен в пределах эпипротерозойской антарктической платформы. Маршрут ГСЗ пересекает главную тектоническую структуру региона — гигантский грабен, заполненный ледниками Ламберта и Эймери, составляющих величайший выводной ледник мира. По обе стороны грабена обнажены метаморфические и ультраметаморфические породы гранулитовой фации, относящиеся к архейскому кристаллическому фундаменту платформы. Осадочные отложения, составляющие верхнепалеозойский чехол платформы, выходят из-под ледового покрова только на отдельных участках. В фундаменте платформы отмечены многочисленные разновозрастные интрузии габброидов и гранитоидов, а в отложениях чехла встречены редкие силлы щелочно-ультраосновных пород мезозойского возраста.

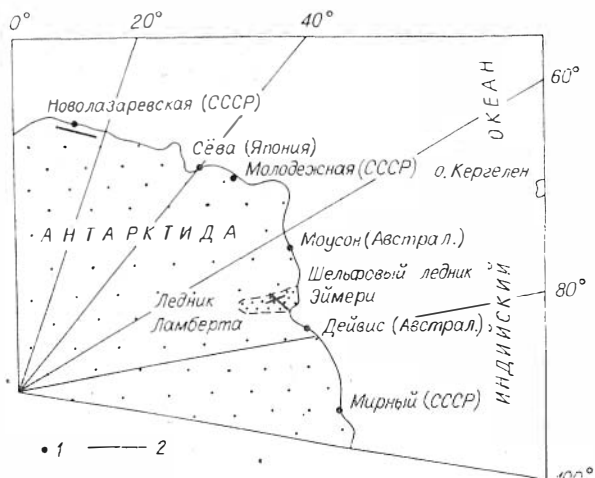


Рис. 102. Схема расположения маршрутов ГСЗ в Восточной Антарктиде.

1 — антарктические станции; 2 — маршруты ГСЗ.

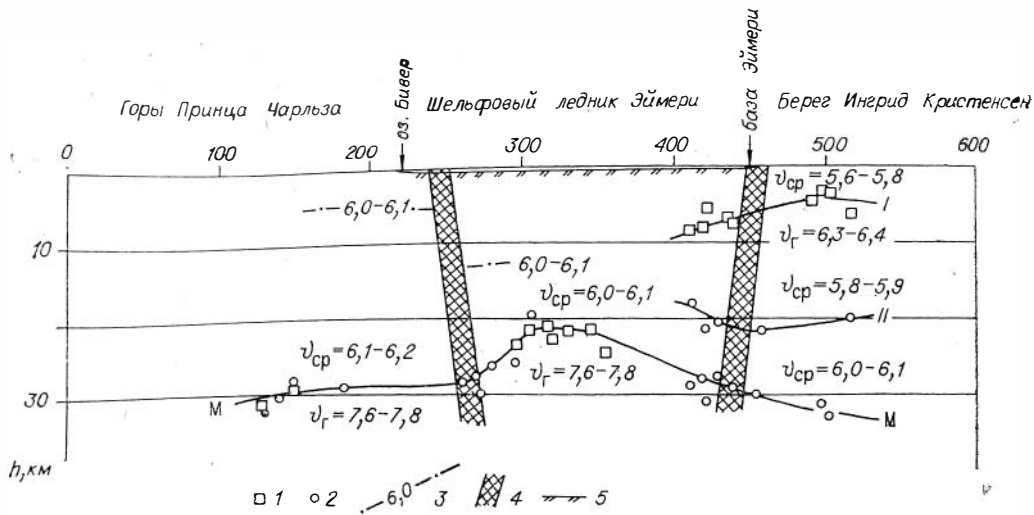


Рис. 103. Сейсмический разрез земной коры прибрежной части Восточной Антарктиды. 1 и 2 — глубины по данным отраженных и преломленных волн; 3 — изолинии скорости по данным рефрагированных волн (значения скорости даны в км/с); 4 — зоны предполагаемых глубинных разломов; 5 — подошва льда.

Особенности методики работ. Для записи упругих волн одновременно использовалось 12 регистраторов «Тайга». Регистраторы были настроены для работы при низкой температуре. Они помещались в специальные термостаты с внутренним подогревом, поддерживающие в течение 2—3 сут неизменную температуру около 0°C .

Телеуправление аппаратурой осуществлялось с самолета и вертолета, где помещался радиопередатчик мощностью 150 Вт, обеспечивающий уверенное телевключение в радиусе не менее 250—300 км.

Возбуждение колебаний производилось взрывами рассредоточенных зарядов с суммарным весом до 1—2,5 т в озерах глубиной 60—100 м.

Использованные схемы сейсмических наблюдений были близки к применяемым при работах в Сибири. На первом этапе исследований были выполнены параметрические кусочно-непрерывные наблюдения в интервале расстояний 0—220 км от источника. Эти наблюдения позволили изучить волновую картину в новом районе и обосновать системы последующих зондирований, базы которых были выбраны равными 40—60 км для изучения внутрикоровых границ и 160—220 км — для исследования поверхности мантии отраженными и преломленными волнами. Записи глубинных волн, подробно охарактеризованные в работе [41], не отличаются существенно от типичных записей в континентальных районах.

Основной маршрут зондирований протяженностью около 600 км пересекал ледник Эймери, вдоль которого проведен дополнительный маршрут.

Результаты исследований представлены на разрезе (рис. 103), пересекающем три геоморфологических элемента: горы Принца Чарльза, шельфовый ледник Эймери, под которым находится протяженный грабен, и берег Ингрид Кристенсен.

На сейсмическом разрезе достаточно четко можно выделить три участка-блока, в пределах которых земная кора характеризуется относительным постоянством значений средних и граничных скоростей, мощностей между отдельными внутрикоровыми горизонтами и глубиной до раздела Мохоровичича. На поверхности эти блоки совпадают с перечисленными геоморфологическими элементами. На границах блоков происходит рез-

кое изменение мощностей слоев между отдельными сейсмическими границами, полной мощности земной коры и значений скоростей, т. е. сочленение блоков происходит по зонам глубинных разломов, в пределах которых имеют место резкие изменения сейсмических характеристик земной коры. Строение земной коры в блоках представляется следующим.

Блок гор Принца Чарльза. Полная мощность земной коры здесь 29—31 км. По относительно небольшому количеству наблюдений намечается утолщение земной коры в юго-восточном направлении. Граничная скорость на поверхности Мохоровичича равна 7,6—7,8 км/с. Средняя скорость во всей толще земной коры — 6,1—6,2 км/с.

Блок шельфового ледника Эймери характеризуется резким утонением земной коры. Глубина до раздела Мохоровичича уменьшается до 22—24 км. Земная кора по мощности занимает промежуточное положение между континентальным и океаническим типами коры. Западный контакт блока по границе Мохоровичича, вероятно, проявляется не в виде плавного подъема этой границы, а в виде резкого уступа с амплитудой 7—9 км. В северо-восточном направлении мощность земной коры увеличивается до 30 км. Погружение раздела Мохоровичича, по-видимому, осуществляется по серии уступов. Средняя скорость по всей земной коре 6,0—6,1 км/с. Граничная скорость на поверхности мантии 7,6—7,8 км/с. Из-за сжатых сроков полевых работ не представилось возможным изучить внутреннее строение коры в центральной части блока. Преломляющий горизонт I прослежен у северо-западной границы блока на глубинах 7—8 км. Вопрос о природе этого горизонта пока остается невыясненным. Одним из вероятных предположений следует считать присутствие на этом участке мощной толщи высокоскоростных осадочных пород, что подтверждается данными геологической съемки.

Блок берега Ингрид Кристенсен имеет мощность коры 30—32 км. Средняя скорость в коре 6,0—6,1 км/с. Граница Мохоровичича здесь изучена только по данным отраженных волн, поэтому сведения о граничной скорости отсутствуют. В верхней части коры преломляющая граница I погружена на глубину 4—5 км. Отражающая граница II, построенная со средней скоростью 5,8—5,9 км/с, расположена на глубинах 20—22 км и воздымается в сторону ледника Эймери.

Проведенные исследования показали возможность успешного использования методики точечных сейсмических зондирований для изучения слоисто-блоковой структуры земной коры в суровых специфических условиях Антарктиды. Полученный опыт важен для планирования последующих работ методом ГСЗ в прибрежных и внутренних районах этого малоисследованного континента, а также при изучении арктических областей.

Интерпретация материалов по району оз. Верхнего

В этом районе древнего Канадского щита американскими геофизиками выполнены точечные сейсмические наблюдения по густой сети с получением системы протяженных годографов [147]. По годографам волн в первых вступлениях рядом исследователей [139, 144, 146] построено несколько вариантов сейсмического разреза земной коры с двумя преломляющими границами. Одна из них залегает на глубинах 5—10 км, вторая соответствует поверхности М (рис. 104). Нами выполнена повторная интерпретация полученных здесь сейсмических материалов приемами методики точечных зондирований с целью сравнения их возможностей со способами, используемыми зарубежными исследователями.

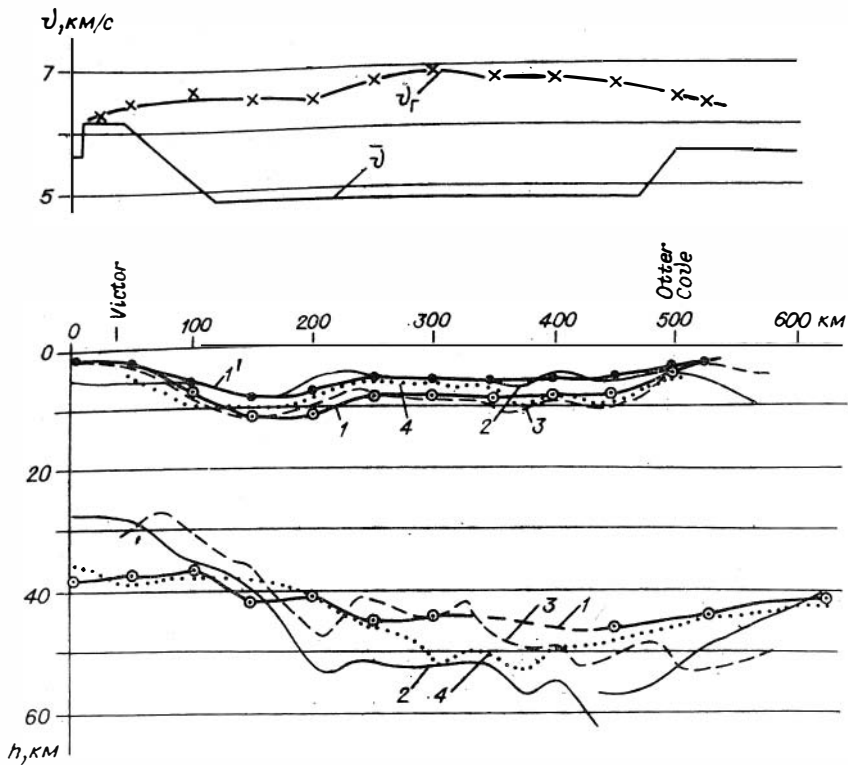


Рис. 104. Сравнение разреза земной коры в районе оз. Верхнего (Канадский щит), полученного методикой точечных зондирований (1, 1', с результатами Берри и др. [139] (2), Смита и др. [146] (3) и О'Брайена [144] (4). 1 — граница построена с постоянной средней скоростью; 1' — то же с переменной скоростью (см. график \bar{v} в верхней части чертежа). v_r — граничная скорость для верхней границы по данным точечных зондирований.

Исходными данными для интерпретации послужили таблицы времен первых вступлений, опубликованные в работе [147]. Из всей совокупности данных были выбраны времена прихода волн на расстояниях 250—300 и 50—100 км. По ним построены поля $t(x, l)$ для преломленных волн, соответствующих разделу Мохоровичича и верхней преломляющей границе. Используя способ пересчета поля с уменьшением баз (гл. II, § 2), были рассчитаны изолинии с базами, близкими к абсциссе начальной точки соответствующих волн. Последнее позволило найти распределение граничной скорости и глубин, не прибегая к жестким допущениям о модели среды. Граничные скорости для верхней границы найдены по линиям $l = 0$ и $l = 50$ км, глубины до нее определены по линии $l = 50$ км. Раздел Мохоровичича построен по линии $l = 100$ км, а граничная скорость (8,1 км/с) вычислена по линиям $l = 100$ и 150 км. Сейсмический разрез (см. рис. 109) по полноте информации о структуре коры не уступает разрезам, полученным другими исследователями, хотя для его построения использовано не более 5—10% от общего числа наблюдений.

Построения приемами методики зондирований, особенно на границе М, расходятся с некоторыми вариантами разрезов, опубликованных американскими геофизиками (рис. 104). Расхождения наиболее значительны с результатами способа «временных членов» [139, 146], основан-

ного на ряде упрощающих предположений о модели среды. Этим способом получены весьма резкие изменения мощности земной коры — от 24 до 60 км, что не согласуется с относительно мало возмущенным полем аномалий силы тяжести в рассматриваемом районе (0—40 мгл, по данным [149]). Наилучшее согласие разреза, по данным зондирований, отмечается с вариантом О'Брайена [144], полученным достаточно корректным способом, близким по своей основе к способу сопряженных точек головной волны.

Рассмотренный пример показывает, что способы методики точечных зондирований с использованием специальных временных полей целесообразно применять для интерпретации данных взрывной сейсмологии наряду со способами, базирующимися на использовании систем годографов, особенно в тех случаях, когда эти системы недостаточны для корректной реализации строгих способов.

Главными итогами работы являются: теоретическое и экспериментальное обоснование специальной методики проведения региональных сейсмических исследований земной коры и верхов мантии в труднодоступных районах; создание оригинальной конструкции аппаратуры для регистрации колебаний почвы и последующей обработки информации; получение необходимых для поиска полезных ископаемых новых данных о глубинном строении районов Сибири в региональном плане.

В области методики.

1. Показана целесообразность поэтапного выполнения региональных сейсмических исследований всех видов (включая изучение складчатого фундамента, глубоких зон земной коры и верхней части мантии) с последовательным переходом от рекогносцировочных (малодетальных) работ на обширных территориях к высокодетальным работам на наиболее интересных участках. Задача рекогносцировочного этапа — изучение трехмерного слоисто-блокового строения недр и распределения сейсмических скоростей в среде с детальностью, достаточной для характеристики региональных геологических структур и выявления природы крупных аномалий естественных геофизических полей. Методика рекогносцировочных работ должна обеспечивать экспрессное маршрутно-площадное изучение обширных, в том числе и труднодоступных, территорий; требуемые точность и качественный состав информации должны получаться не за счет усложнения систем наблюдений, а путем совместного использования волн разных типов от опорных сейсмических границ.

2. Теория сейсмических зондирований, вначале созданная для преломленных волн на базе традиционного годографного подхода, разработана для любых монотипных волн (отраженных, головных, рефрагированных) и произвольных маршрутных и площадных систем наблюдений, применимых и труднодоступной местности. Создана теория специальных дву- и трехмерных временных полей, являющихся обобщением понятия сейсмического годографа на случай произвольной системы источников и приемников, имеющая большое значение для дальнейшего развития методов сейсмической разведки любой детальности. Обоснована дискретная корреляция опорных сейсмических волн, зарегистрированных на системе зондирований.

3. Предложена и отработана на практике методика полевых работ в вариантах профильных (маршрутных) и площадных систем сейсмических зондирований. Эти системы, состоящие из элементарных зондирований (источник колебаний и компактная линейная или площадная приемная установка), эффективно реализуются в сложных поверхностных условиях с применением речного и авиационного транспорта. Возбуждение сейсмических колебаний осуществляется групповыми взрывами в водоемах или

больших (до 1000 единичных зарядов) группах скважин глубиной около 1 м. Обоснованы способы определения плотности сейсмических наблюдений для решения конкретных задач.

4. Разработаны способы интерпретации экспериментальных данных для отраженных, головных и рефрагированных волн, в том числе при совместном использовании волн разных типов от одной и той же границы. Обоснованы приемы дискретной корреляции опорных волн, базирующиеся на априорных и получаемых в ходе работ данных о волновом поле, геометрических и физических свойствах среды; процесс идентификации волн формализован с получением количественных оценок ее надежности. Способы решения обратных задач с использованием временных полей развиты как для простых моделей сред с локально-плоской границей, так и для более сложных моделей: многослойных сред с криволинейными границами, сред с резкими поверхностными неоднородностями, с горизонтальным и вертикальным градиентами скорости. Предложенные способы позволяют достаточно корректно (для задач рекогносцировочного этапа) интерпретировать экспериментальные данные с получением сведений как о геометрии сейсмических границ, так и о распределении скорости упругих волн в среде.

5. Объективная оценка надежности и точности результатов методики точечных зондирований получена путем сравнения с данными глубокого бурения и непрерывного сейсмического профилирования в разнообразных геологических условиях — от районов древних щитов и платформ до участков с альпийским возрастом складчатости. Сравнение показало, что в результатах методики зондирований правильно отображаются существенные для рекогносцировочного этапа работ структуры поверхности фундамента и раздела Мохоровичича, а также основные особенности распределения скоростей в земной коре. Глубины до поверхности фундамента определяются с точностью приблизительно 100 м (в условиях Западно-Сибирской плиты); точность построений по более глубоким границам, включая поверхность М, составляет около 2 км; погрешности в значениях скорости обычно не превышают 0,2 км/с.

В области аппаратуры.

1. Обоснованы требования к аппаратуре для региональных сейсмических исследований в труднодоступной местности, основными из которых являются: высокая транспортабельность и надежность при малых габаритах и весе; широкие динамический и частотный диапазоны; надежная временная увязка момента взрыва и сейсмической информации на большом числе рассредоточенных автономных регистраторов, работающих без обслуживающего персонала в пунктах наблюдений; последовательная регистрация колебаний от нескольких взрывов без подготовительных операций, кроме телеуправления на расстоянии до нескольких сотен километров. Существующая отечественная и зарубежная сейсморегистрирующая аппаратура не соответствует полностью этим требованиям.

2. Разработана оригинальная переносная телеуправляемая сейсмическая аппаратура «Тайга», специально предназначенная для работ в труднодоступных районах. Впервые в СССР создан высокоэкономичный тракт магнитной записи сейсмических сигналов с использованием простых лентопротяжных механизмов, обладающий динамическим диапазоном более 50 дБ. Сконструирована помехоустойчивая система радиотелеуправления рассредоточенными сейсмическими регистраторами, обеспечивающая надежную временную увязку получаемой информации и момента взрыва.

3. В результате полевых испытаний показано соответствие созданной аппаратуры предъявляемым требованиям. Аппаратура «Тайга» нашла широкое производственное применение при региональных сейсмических

исследованиях в различных районах СССР, в том числе и в самых труднодоступных районах Сибири и Дальнего Востока, где ранее выполнение таких работ было практически невозможно. Применение этой аппаратуры резко повышает производительность полевых работ.

Результаты применения новой методики и аппаратуры.

1. Разработка новой методики и аппаратуры, их широкое внедрение в практику позволили приступить к систематическим региональным сейсмическим исследованиям фундамента, всей земной коры и верхов мантии на обширных труднодоступных территориях Сибири, где ранее подобные работы, крайне необходимые для познания закономерностей строения недр и поиска полезных ископаемых, фактически не проводились.

2. В южной половине Западной Сибири создана каркасная сеть региональных маршрутов ГСЗ общей протяженностью 6 тыс. км. В пределах Западно-Сибирской плиты и ее горного обрамления выявлены сейсмическое расслоение недр и крупные коромантийные блоки, разделенные зонами глубинных разломов. Полученные данные важны для более корректного решения задач тектонического районирования и служат основой для углубленного геологического истолкования всей совокупности геофизических материалов.

3. На территории Западно-Сибирской плиты на обширной (15 тыс. км) сети региональных маршрутов зондирований преломленными волнами и на отдельных площадях выполнены работы по изучению морфологии и физических свойств поверхности фундамента, важные в связи с поисками нефти и газа. В Омской и Новосибирской областях на площади 100 тыс. км² изучена внутренняя трехмерная структура фундамента с выделением в его толще низкоскоростных слоев, перспективных для поисков палеозойской нефти.

4. На территории Сибирской платформы региональное изучение фундамента (около 8 тыс. км маршрутов) выполнено в чрезвычайно сложных поверхностных и глубинных условиях Тунгусской синеклизы, а также в южных (Непский свод) и восточных (Якутия) районах. Получены принципиально новые данные о строении фундамента и низов осадочного чехла, необходимые для правильной ориентации дальнейших нефтепоисковых работ. Для районов Якутии получены первые сведения о закономерностях глубинного строения земной коры и верхов мантии в зоне развития кимберлитового магматизма.

5. В Байкальской рифтовой зоне, являющейся крупнейшей структурой подобного рода в пределах Евразии, за короткий срок (1968—1975 гг.) достигнута наибольшая степень сейсмической изученности глубоких недр по сравнению с другими (зарубежными) зонами континентального рифтогенеза. Маршрутными (более 4 тыс. км) и площадными работами охвачены центральная часть зоны, ее фланги (включая районы строительства Байкало-Амурской магистрали) и прилегающие районы Сибирской платформы, Восточного Саяна и Забайкалья. Наряду с общими чертами слоисто-блоковой структуры недр выявлены особенности, связанные с активно идущим тектоническим процессом: наличие обширной (более 200 тыс. км²) верхнемантийной области с аномально низкой скоростью сейсмических волн (7,7—7,8 км/с), характеризующейся средней мощностью около 20 км и не имеющей сплошной связи с астеносферным каналом Гутенберга; приуроченность Байкальской впадины к сложной разломной зоне над краем аномальной области; существование внутрикорового сейсмического волновода, по-видимому, в значительной степени контролирующего ход геодинамических процессов и распределение сейсмичности в данном районе.

Кроме изучения сибирских районов, значительные работы новой методикой выполнены на двух участках восточного побережья Антарктиды

(работы 14-й и 18-й Советских антарктических экспедиций). Получены первые и пока единственные на шестом континенте сейсмические данные о строении всей толщи земной коры и верхов мантии, накоплен ценный опыт проведения исследований в суровых полярных условиях при сплошном ледовом покрове. В результате использования приемов методики зондирования для интерпретации материалов взрывной сейсмологии по району оз. Верхнего (Канадский щит) показана целесообразность их применения и в случае неполных систем годографов, недостаточных для корректной реализации обычных строгих способов. Внедрение методики зондирования и аппаратуры «Тайга» начато в районах Дальнего Востока.

1. Авербух А. Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. М., «Недра», 1975. 222 с.
2. Аксенов В. А., Вичес А. И., Гитлиц М. В. Точная магнитная запись. М., «Энергия», 1973. 267 с.
3. Аксенович Г. И., Сердй Б. А. Автоматическая сейсмическая станция с промежуточной магнитной записью.— «Тр. ИФЗ АН СССР», 1962, № 25 (192), с. 16—29.
4. Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г., Нерсесов И. Л., Романов В. Г. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. II. Новосибирск, изд. ВЦ СО АН СССР, 1971, с. 143—165.
5. Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., «Недра», 1965. 324 с.
6. Аптекаев Ф. Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. М., «Наука», 1969, с. 20—62.
7. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966. 163 с.
8. Бабаян Г. Д., Горнштейн Д. К., Фрадкин И. М. Некоторые черты глубинного геологического строения Алданской антеклизы.— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, 1972.
9. Бабаян Г. Д., Подваркова И. В., Уаров В. Ф., Черных М. Ф. Некоторые черты строения земной коры Якутской алмазонасной провинции кимберлитового магматизма.— «Сов. геология», 1975, № 12, с. 118—125.
10. Бабаян Г. Д., Подваркова И. В., Уаров В. Ф. Некоторые черты строения земной коры Анабарской антеклизы и прилегающих районов Лено-Анабарского и Предверхоянского прогибов по данным ГСЗ.— В кн.: Новые данные о геологии и нефтегазонасности Якутской АССР. Якутск, 1974, с. 6—21.
11. Белоносова А. В., Алексеев А. С. Об одной постановке обратной кинематической задачи сейсмоки для двухмерной непрерывно-неоднородной среды.— В кн.: Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М., «Наука», 1967, с. 137—155.
12. Берзон И. С. Сейсморазведка тонкослоистых сред. М., «Наука», 1976. 224 с.
13. Бобровник И. И., Монастырев В. К. Способ погруженных сейсмоприемников.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 8, с. 92—101.
14. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 303 с.
15. Бочанов А. И., Егоров Г. В., Емельянов А. В., Чичинин И. С. Способ дистанционного управления рассредоточенными сейсмическими регистраторами. Авт. свидетельство № 244649.— «Бюл. изобр.», 1969, № 18.
16. Васильев Р. Р., Шастова Г. А. Передача телемеханической информации. М., Госэнергоиздат, 1960, с. 90—132.
17. Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973. 208 с.

18. Воронин Ю. А., Каратаев Г. И. Об одном возможном способе определения голо- типа и его использовании для решения задач диагноза (распознавания).— «Геол. и геофиз.», 1967, № 4, с. 70—75.
19. Гамбурцев Г. А. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1960. 461 с.
20. Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959. 378 с.
21. Гайнанов А. Г., Ушагов С. А. Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 3, с. 594—598.
22. Геологическое строение земной коры в Сибири и на Дальнем Востоке. Новоси- бирск, «Наука», 1965. 140 с.
23. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. М.—Л., «Нау- ка», 1968. 196 с.
24. Грачев Ю. Н. Площадные региональные геофизические исследования с примени- ем точечных сейсмозондирований корреляционным методом преломленных волн. М., Госгеолтехиздат, 1962. 59 с.
25. Гурвич И. И. Способы расчета и оценки корреляционных систем наблюдений в сей- сморазведке.— В кн.: Прикладная геофизика. Вып. 28. М., «Недра», с. 50—69.
26. Давыдов В. М., Мишенькин Б. П. Переделка усилителя станции СС-24п для работ по КМПВ и ГСЗ.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 2, с. 130—137.
27. Дергачев А. А., Крылов С. В. К использованию упругих волн промышленных взры- вов при глубинных сейсмических исследованиях.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 11, с. 87—94.
28. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И. Результаты глубинных сейсмиче- ских зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 69—79.
29. Дэвис Г. Л. Применение точной магнитной записи. М., «Энергия», 1967. 286 с.
30. Егоров Г. В., Емельянов А. В., Чичинин И. С. Устройство для дистанционного управления сейсмическим регистратором. Авторское свидетельство № 244648.— «Бюл. изобр.», 1969, № 18.
31. Епипатьева А. М. Физические основы сейсморазведки. М., Изд-во МГУ, 1970, 105 с.
32. Зверев С. М. ГСЗ на море.— В кн.: Материалы Международного совещания экспер- тов по взрывной сейсмологии. Ленинград, 1968. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 147—161.
33. Златопольская А. В., Янушевич Т. А. О некоторых приемах использования коли- чественных оценок корреляции отраженных волн при методике дискретных наблю- денний.— В кн.: Дискретная корреляция сейсмических волн. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 111—120.
34. Кабыченко Н. В. Некоторые вопросы уплотнения сейсмических сигналов.— В кн.: Сейсмические приборы. Вып. 6. М., «Наука», 1971, с. 130—137.
35. Кабыченко Н. В. Разработка многоканальной радиосейсмической аппаратуры для ГСЗ. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1971. 19 с.
36. Карта тектонического районирования Сибирской платформы. Глав. ред. В. В. Се- минович, А. А. Трофимук. М., Министерство геологии СССР, 1974.
37. Кириллов Ф. А. Сейсмический эффект взрыва.— «Тр. Сейсмологического института АН СССР», 1974, № 121, с. 31—37.
38. Клушин И. Г. О выделении геофизических аномалий, меньших среднеквадратич- ной погрешности измерений.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1959, № 2, с. 189— 196.
39. Ковалевский Г. Л. Экспериментальные и теоретические исследования дифрагиро- ванных сейсмических волн над малоамплитудными разрывными нарушениями. Автореф. канд. дис. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1976. 186 с.
40. Коган А. Л. Первый опыт изучения земной коры в Антарктиде методом глубинных сейсмических зондирований.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 10, с. 84—89.
41. Колмаков А. Ф., Мишенькин Б. П., Соловьев Д. С. Глубинные сейсмические ис- следования в Восточной Антарктиде.— «Информационный бюл. Советской Антарк- тической Экспедиции», 1975, № 91, с. 5—15.

42. Кондратьев О. К., Гамбургев А. Г. Сейсмические исследования в прибрежной части Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1963. 188 с.
43. Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., «Наука», 1968. 227 с.
44. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. М., «Наука», 1968. 720 с.
45. Крылов С. В. О природе сейсмических разделов земной коры.— В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 105—123.
46. Крылов С. В. О причинах аномальных свойств верхней мантии в рифтовых зонах.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 4, с. 3—17.
47. Крылов С. В. О точности результатов сейсмических зондирований преломленными волнами.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 4, с. 120—130.
48. Крылов С. В. Пространственные системы точечных сейсмических наблюдений.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 2, с. 78—85.
49. Крылов С. В., Голенецкий С. И., Петрик Г. В. Согласование данных сейсмологии и ГСЗ о строении верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 12, с. 61—65.
50. Крылов С. В., Егоров Г. В., Дубовик Л. В., Бочанов А. И., Янушевич Т. А. Глубинные сейсмические исследования в Кузбассе с использованием промышленных взрывов и аппаратуры «Тайга».— В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М., «Наука», 1970, с. 114—123.
51. Крылов С. В., Кондрашов В. А., Мишенькин Б. П., Потапов С. В. Применение точечных сейсмических зондирований для изучения земной коры Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Методика сейсморазведки. М., «Наука», 1965, с. 71—91.
52. Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Рудницкий А. Л., Суворов В. Д., Янушевич Т. А. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 4, с. 3—12.
53. Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Рудницкий А. Л., Суворов В. Д. Иртышский маршрут глубинных сейсмических зондирований.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 7, с. 11—20.
54. Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькина З. Р., Рябой В. З. Результаты точечных и непрерывных наблюдений при глубинном сейсмическом зондировании.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 3, с. 104—112.
55. Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В. Глубинные сейсмические исследования в Забайкалье.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 12, с. 108—112.
56. Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В., Янушевич Т. А. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 84—91.
57. Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Петрик Г. В., Селезнев В. С. Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 3, с. 72—83.
58. Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Петрик Г. В. Об изучении верхов мантии методом ГСЗ в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Т. I. Новосибирск, 1972. с. 5—15.
59. Крылов С. В., Пузырев Н. Н. Учет влияния криволинейности преломляющей границы при интерпретации данных сейсмических зондирований.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 11, с. 3—17.
60. Крылов С. В., Рудницкий А. Л., Мишенькин Б. П., Крылова А. Л., Мишенькина З. Р., Суворов В. Д., Янушевич Т. А. Сейсмические исследования земной коры Западной Сибири.— В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М., «Наука», 1970, с. 67—113.
61. Крылов С. В., Рудницкий А. Л. О соотношении систем непрерывных и точечных сейсмических наблюдений.— В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М., «Наука», 1970, с. 22—33.
62. Крылов С. В., Суворов В. Д. К интерпретации сейсмических данных в условиях поверхностных неоднородностей.— В кн.: Методика сейсмических исследований. М., «Наука», 1969, с. 27—40.

63. Крылов С. В., Сурков В. С., Мишенькина З. Р. Строение земной коры в южной части Западно-Сибирской низменности.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 1, с. 62—73.
64. Крылов С. В., Крылова А. Л., Сергеев В. Н., Суворов В. Д. Региональные площадные сейсмические исследования внутренней структуры фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Методика и результаты сейсмических исследований в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 62—76.
65. Кузнецов В. Л. К вопросу применения площадных взрывов в зонах малых скоростей.— В кн.: Материалы по геофизическим исследованиям в Западной Сибири. Новосибирск, 1964, с. 69—74. (Труды СНИИГГиМС, вып. 30).
66. Кузнецов В. Л., Бгатов Г. Ф., Алексеева В. В. К методике региональных сейсмических исследований фундамента западной части Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 1, с. 78—85.
67. Кузнецов В. Л., Бгатов Г. Ф., Алексеева В. В. Рекогносцировочные сейсмические исследования в юго-восточной части Тунгусской синеклизы.— В кн.: Геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, 1974, с. 36—45. (Труды СНИИГГиМС, вып. 196).
68. Кузнецов В. Л., Зайцев Ю. Г., Никишина В. Ф., Сальников А. С., Ткач А. С. Новые сейсмические данные о строении центральной части Тунгусской синеклизы.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 7, с. 156—161.
69. Кузнецов В. Л., Очеретина В. Б. Зависимость амплитуды отраженных волн от параметров группового взрыва в зоне малых скоростей в условиях Западно-Сибирской низменности.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 10, с. 86—93.
70. Кузнецов В. Л., Стрелкова В. В. Зависимость амплитудных спектров отраженных волн от параметров группового взрыва.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 12, с. 105—109.
71. Литвиненко И. В. Методика детального изучения сейсмическим методом структур верхней части земной коры на примере Балтийского щита.— В кн.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Ленинград, 1968. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 79—88.
72. Мишенькина З. Р. Интерпретация годографов рефрагированных волн при наличии вертикального и горизонтального градиентов скорости.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 4, с. 84—91.
73. Мишенькина З. Р. Особенности годографов рефрагированных и отраженных волн в некоторых непрерывно-слоистых средах.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 8, с. 80—93.
74. Мишенькин Б. П. Использование обменных волн при глубинных сейсмических исследованиях в Западной Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 12, с. 82—92.
75. Мишенькин Б. П. Теоретические сейсмограммы отраженных волн от линейного переходного слоя при произвольном угле падения.— В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М., «Наука», 1970, с. 33—42.
76. Мишенькин Б. П. Применение магнитной записи при глубинных сейсмических исследованиях.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 10, с. 118—127.
77. Мишенькин Б. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В., Селезнев В. С. Глубинные сейсмические исследования на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 4, с. 71—78.
78. Монастырев В. К. Учет явлений рефракции при сейсморазведочных работах методом преломленных волн. М., «Недра», 1970, с. 90—98. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 17).
79. Монастырев В. К., Бобровник И. И., Коновалов Ю. Г. К обоснованию зондирований методом преломленных волн для картирования поверхности фундамента Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы по геофизическим исследованиям в Западной Сибири. Новосибирск, 1964, с. 6—18. (Труды СНИИГГиМС, вып. 30).
80. Монастырев В. К., Коновалов Ю. Г., Бобровник И. И. К вопросу о точечных зондированиях методом преломленных волн.— В кн.: Материалы по геофизическим исследованиям в Западной Сибири. Новосибирск, 1964, с. 19—38 (Труды СНИИГГиМС, вып. 30).
81. Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры (континентальной части). Киев, «Наукова думка», 1973. 219 с.

82. Пашутина С. Р., Петрова В. В., Телякова З. Х., Туезов И. К. Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 217—226.
83. Потапьев С. В., Суворов В. Д. О возможности выделения нарушений при точечных зондированиях преломленными волнами.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 1, с. 92—101.
84. Пресс Ф. Скорости сейсмических волн.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969, с. 183—206.
85. Проблемы Физики Земли на Украине. Киев, «Наукова думка», 1975. 173 с.
86. Пузырев Н. Н. Вычисление интегральных значений эффективных параметров для двухмерных моделей.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 5, с. 78—84.
87. Пузырев Н. Н. Двухмерные временные поля отраженных волн.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, с. 94—104.
88. Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959. 451 с.
89. Пузырев Н. Н. К вопросу о применении упрощенных схем наблюдений при изучении складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности методом преломленных волн.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 11, с. 102—105.
90. Пузырев Н. Н. Кинематика сейсмических волн.— В кн.: Справочник геофизика-разведчика. Т. IV, М., «Недра», 1966, с. 97—180.
91. Пузырев Н. Н. К теории интерпретации точечных сейсмических наблюдений.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 9, с. 66—81.
92. Пузырев Н. Н. Об интерпретации данных метода преломленных волн при наличии градиента скорости в нижней среде.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 10, с. 120—128.
93. Пузырев Н. Н. Об условиях выпадения слоев при регистрации первых вступлений.— В кн.: Геофизический сборник АН УССР. Киев, «Наукова думка», 1972, вып. 48, с. 17—30.
94. Пузырев Н. Н. О пространственном временном поле отраженных волн.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 2, с. 98—106.
95. Пузырев Н. Н. О связи между густотой сети наблюдений и сечением геофизических карт.— В кн.: Прикладная геофизика. Вып. 18. М., Гостоптехиздат, 1958. с. 279—287.
96. Пузырев Н. Н. Эффективные параметры в методе отраженных волн для трехмерных моделей произвольного вида.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 5, с. 96—101.
97. Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований.— В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 94—113.
98. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П. Методика рекогноспировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск, «Наука», 1975. 158 с.
99. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потапьев С. В. Преобразования поля времен при точечных сейсмических наблюдениях.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 4, с. 92—102.
100. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потапьев С. В. Точечные сейсмические зондирования.— В кн.: Методика сейсморазведки. М., «Наука», 1965, с. 5—70.
101. Пузырев Н. Н., Мишенькина З. Р. Приближенные способы интерпретации годографов рефрагированных волн.— В кн.: Методика сейсмических исследований. М., «Наука», 1969, с. 5—26.
102. Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Петрик Г. В., Крупская Г. В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 155—167.
103. Ризниченко Ю. В. Геометрическая сейсмика слоистых сред.— «Тр. Инст. теор. геоф.», т. II. М., Гостехтеориздат, 1946. 120 с.
104. Ростовцев Н. Н. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 1, с. 3—9.
105. Рябой В. З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Кочетдаг—Аральское море.— «Сов. геология», 1966, № 5, с. 159—162.
106. Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Недра», 1972, с. 168.

107. Соллогуб В. Б. Выявление разломов в земной коре сейсмическим методом. — В кн.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Ленинград, 1968. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 89—103.
108. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами. — В кн.: Геофизический сборник АН УССР. Вып. 38. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 48—63.
109. Сорокин Л. В., Урысон В. О., Рябинкин Л. А., Долинский В. А. Курс геофизических методов разведки нефтяных месторождений. М., Гостехиздат, 1950. 474 с.
110. Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования). Новосибирск, «Наука», 1974. 84 с.
111. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964. 306 с.
112. Суворов В. Д. Интерпретация полей времен $t(x, l)$ отраженных волн в случае неоднородных сред. — В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования отраженных волн. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 90—106.
113. Суворов В. Д., Рудницкий А. Л., Крейнин А. Б., Захаров В. Е. Строение фундамента юга Западно-Сибирской плиты по данным площадных систем точечных зондирований. — «Геол. и геофиз.», 1976, № 8, с. 76—83.
114. Суворов В. Д., Крылов С. В., Рудницкий А. Л., Крылова А. Л. Глубинные сейсмические исследования земной коры на юге Западно-Сибирской плиты. — «Геол. и геофиз.», 1971, № 5, с. 111—118.
115. Суворов В. Д. К определению скоростных параметров разреза земной коры при использовании волн разных типов. — В кн.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 43—51.
116. Сурков В. С. Строение и тектоническое развитие фундамента Западно-Сибирской плиты. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1969. 48 с.
117. Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. Строение промежуточного структурного яруса Западно-Сибирской плиты. — «Сов. геология», 1969, № 5, с. 104—108.
118. Тальвирский Д. Б. Сейсморазведка фундамента в южной части Тобольской зоны Западно-Сибирской низменности. — «Прикладная геофизика», 1959, вып. 22, с. 8—16.
119. Трусова Ф. И., Монастырев В. К. Анализ эффективности применения точечных зондирований МПВ в районах широтного Приобья. — В кн.: Проблемы нефти и газа в Тюмени. Вып. 21. Тюмень, 1974, с. 15—18.
120. Турбович И. Г. Некоторое обобщение теоремы Котельникова. — «Радиотехника», 1956, т. 11, № 4, с. 5—15.
121. Файтельсон А. Ш. О состоянии земной коры и некоторых районов юга СССР. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 7, с. 3—11.
122. Федоренко А. Н. Магнитная сейсмическая запись. М., «Недра», 1969. 142 с.
123. Федынский В. В. Разведочная геофизика. М., «Недра», 1964. 672 с.
124. Фотиади Э. Э. Новые данные о строении промежуточного (II структурного) яруса Западно-Сибирской плиты. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 4, с. 927—930.
125. Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Неотектоника, современные движения земной коры и граница Мохоровичича. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 87—97.
126. Халевин Н. И. Сейсмология взрывов на Урале. М., «Наука», 1975. 135 с.
127. Харкевич А. А. Спектры и анализ. М., Гостехтеоретиздат, 1957. 236 с.
128. Хилл Дж. Результаты сейсмических исследований земной коры и мантии в США и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Ленинград, 1968. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 21—26.
129. Хургин Я. И., Яковлев В. П. Методы теории целых функций в радиофизике, теории связи и оптике. М., Физматгиз, 1962. 220 с.
130. Чичинин И. С., Егоров Г. В., Потапьев С. В., Емельянов А. В., Бочанов А. И. Полевые испытания аппаратуры «Тайга» и метода возбуждения сейсмических волн путем бомбометания при исследованиях поверхности фундамента Западно-Си-

- бргской плиты.— В кн.: Методика сейсмических исследований. М., «Наука», 1969, с. 120—131.
131. Чичинин Н. С., Егоров Г. В., Емельянов А. В., Бочанов А. И. Переносная телеуправляемая сейсмическая аппаратура «Тайга».— В кн.: Методика сейсмических исследований. М., «Наука», 1969, с. 95—119.
 132. Чугин Ю. И. Помехоустойчивость частотных систем телемеханики. М. «Энергия», 1966. 109 с.
 133. Щербакова Б. Е., Волхонин В. С., Крупская Г. В., Липькова Т. М., Луценко Т. Н., Мелехин В. И., Сзыменова Г. И. Результаты изучения глубинного строения Прибайкалья с помощью станций «Земля».— «Сов. геология», 1969, № 6, с. 154—161.
 134. Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия.— «Сов. геология», 1963, № 9, с. 113—119.
 135. Янке Е., Эмде Ф. Таблицы функций с формулами и кривыми. М., Физматгиз, 1959. 420 с.
 136. Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965, с. 7—18.
 137. Янушевич Т. А. Признаки дискретной корреляции волн, образующихся на поверхности Мохоровичича на континентах.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 12, с. 67—75.
 138. Berckheimer H. Eine Magnetbandapparatur für seismische Tiefensondierung.— «Zeitschrift für Geophysik», 1970, Bd 36, S. 501—518.
 139. Berry M. J., West C. T. An Interpretation of the first arrival data of the lake Superior experiment by the time-term method.— «Bull. Seismol. Soc. Amer.», 1966, v. 56, N 1, p. 141—171.
 140. Galfi L., Stegena L. Deep reflections and the structure of the Earth's crust the Hungarian plain.— «Geofizikal Kozlemenyek», 1960, v. 8, N 4, p. 189—195.
 141. Hill D. P., Pakiser L. C. Crustal structure between the Nevada Test Site and Boise, Idaho from seismic — refraction measurements.— In: The Earth beneath the Continents. Washington, 1966, p. 140—161.
 142. Meissner R. Zum Aufbau der Erdkruste — Ergebnisse der Weitwinkelmessungen im Bayerischen Molassebecken.— «Gerlands Beiträge zur Geophysik», 1967, Bd 76, Heft 3, 4, S. 241—254, 295—314.
 143. Montgomery Orin C. Radio seismic system (Phillips Petroleum Co). Патент США кл. 340—15.5 № 3283295.
 144. O'Brien P. N. S. Lake Superior Crustal structure.— «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 8, p. 2669—2689.
 145. Prodehl C. Seismic refraction study of crustal structure in the Western United States.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1970, v. 81, p. 2629—2646.
 146. Smith T. J., Steinhart J. S., Aldrich L. T. Crustal structure under lake Superior.— In: The Earth beneath the Continents. Amer. Geophys. Un., Washington, 1966, p. 183—202.
 147. Steinhart J. S. Lake Superior seismic experiment: shots and travel times.— «J. Geophys. Res.», 1964, v. 69, n. 24, p. 5335—5353.
 148. The Earth beneath the Continents. A volume of geophysical studies in honour of M. Tuve. Washington, 1966. p. 405.
 149. Weber J. R., Goodacke A. R. A reconnaissance underwater gravity survey of lake Superior.— In: The Earth beneath the Continents. Amer. Geophys. Un., Washington, 1966, p. 193.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Требования к региональным сейсмическим исследованиям	7
§ 1. Предмет, задачи и особенности методики региональных сейсмических работ	—
§ 2. Существующая методика глубинных сейсмических исследований	14
§ 3. Требования к аппаратуре для рекогносцировочных сейсмических исследований	17
Глава II. Теория сейсмических зондирований	21
§ 1. Свойства схем точечных (дифференциальных) зондирований	—
§ 2. Поля времен точечных наблюдений	31
§ 3. Особенности идентификации волн и использования их динамических характеристик	46
§ 4. Зондирование преломленными волнами с использованием элементов годографов	50
Глава III. Телеуправляемая сейсмическая аппаратура «Тайга»	54
§ 1. Функциональная схема аппаратуры	—
§ 2. Тракт магнитной записи сейсмических сигналов	56
§ 3. Система радиотелеуправления	59
§ 4. Конструкция и основные технические характеристики аппаратуры «Тайга»	65
Глава IV. Полевые наблюдения и интерпретация материалов	69
§ 1. Особенности полевых работ	—
§ 2. Способы дискретной корреляции	83
§ 3. Способы интерпретации	92
§ 4. Построение сейсмических разрезов по совокупности данных	111
Глава V. Точечные зондирования и другие виды глубинных сейсмических исследований	115
§ 1. Опробование методики зондирований на материалах непрерывного профилирования, сопоставление с данными бурения	—
§ 2. Сравнение трудоемкости точечных зондирований и непрерывного профилирования	121
§ 3. Точечные зондирования, штриховое и пунктирное профилирования	128
Глава VI. Результаты применения методики зондирований	134
§ 1. Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири	135
§ 2. Исследования фундамента Западно-Сибирской плиты	156
§ 3. Региональные сейсмические исследования в районах Сибирской платформы	168
§ 4. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне	177
§ 5. Исследования в зарубежных районах	189
Заключение	193
Литература	196

**МЕТОДИКА И АППАРАТУРА
ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В ТРУДНОДОСТУПНОЙ МЕСТНОСТИ
И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ В СИБИРИ**

Ответственные редакторы:

*Всеволод Владимирович Федьинский,
Ирина Петровна Косминская*

Редакторы издательства *С. К. Макеенко, Е. Г. Макеенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*
Корректоры *С. В. Блинова, В. Д. Сабитова*

ИБ № 9834

Сдано в набор 20. 09. 77 г. Подписано в печать 21.04.78 г.
МН- 01534. Бумага 70 × 108₁₆, тип. № 2. Обыкновенная гарни-
тура. Высокая печать. 13 печ. л. 18,2 усл.-печ. л. + 1 вкл.,
19,2 уч.-изд. л. Тираж 1500 экз. Заказ № 699. Цена 2 р. 90 к.

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

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Чиков Б. М. Средишние массивы и вопросы тектонического районирования складчатых областей.

Соленосная формация кембрия Сибирской платформы.

Благовидов В. В. Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии.

Параев В. В. Девонские красноцветные осадочно-вулканогенные ассоциации Тувинского прогиба.

Мерзляков Г. А. Пермские соленосные бассейны Евразии.

Зятькова Л. К. Структурная геоморфология Западной Сибири.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630 090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22, Магазин «Наука».

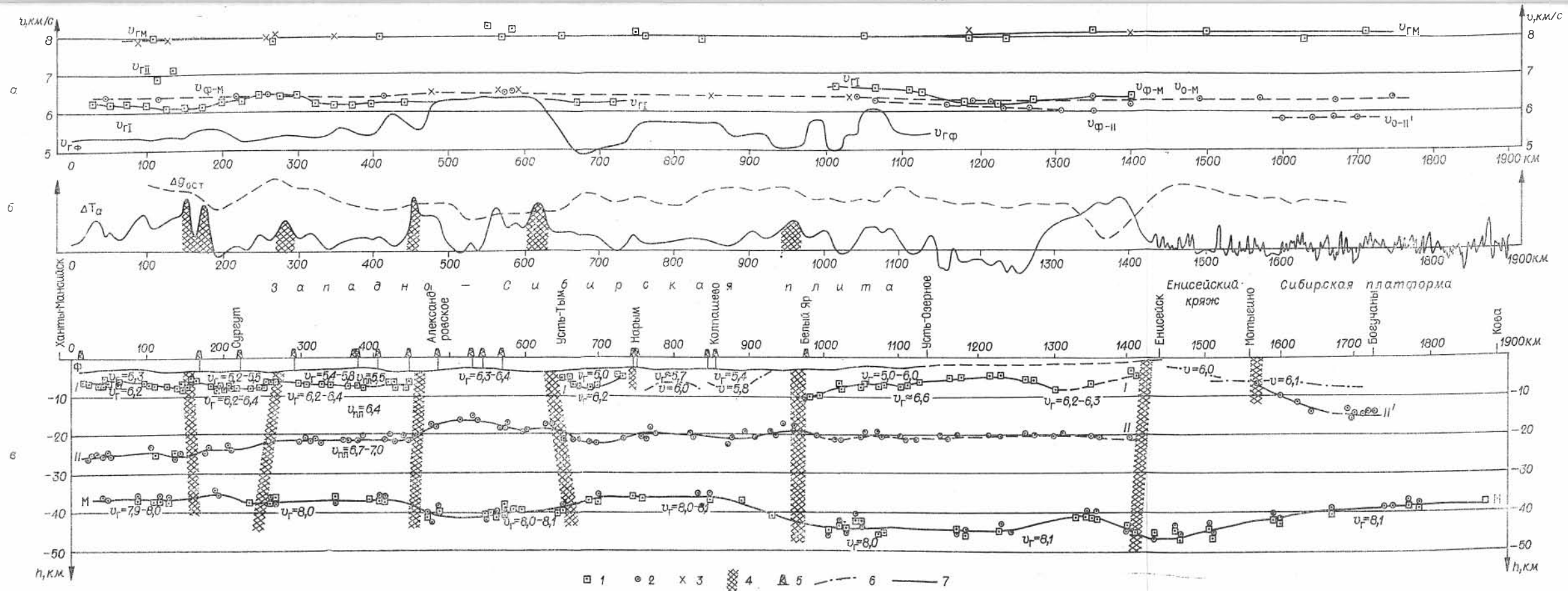


Рис. 67. Сейсмический маршрут через центральные и восточные районы Западно-Сибирской плиты:

а — графики скоростей упругих волн. $v_{ГФ}$, $v_{ГI}$, $v_{ГII}$, $v_{ГМ}$ — граничные скорости для границ Ф, I, II, М. $v_{Ф-ГI}$, $v_{Ф-М}$, $v_{О-М}$ — среднеинтервальные скорости в толщах пород между соответствующими сейсмическими границами; б — графики $\Delta g_{ост}$ — остаточных аномалий силы тяжести, ΔT_a — аномалии напряженности магнитного поля (заштрихованы протяженные в плане аномалии); в — сейсмический разрез. 1 — глубины и скорости по данным преломленных волн; 2 — то же по данным отраженных волн; 3 — скорости по данным совместной обработки отраженной и преломленной волн от одной границы; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — скважины; 6 — изолинии скорости по данным рефрагированных волн; 7 — участки границы М с аномальным отношением преломленной и отраженной волн (рис. 68 и 69, б).

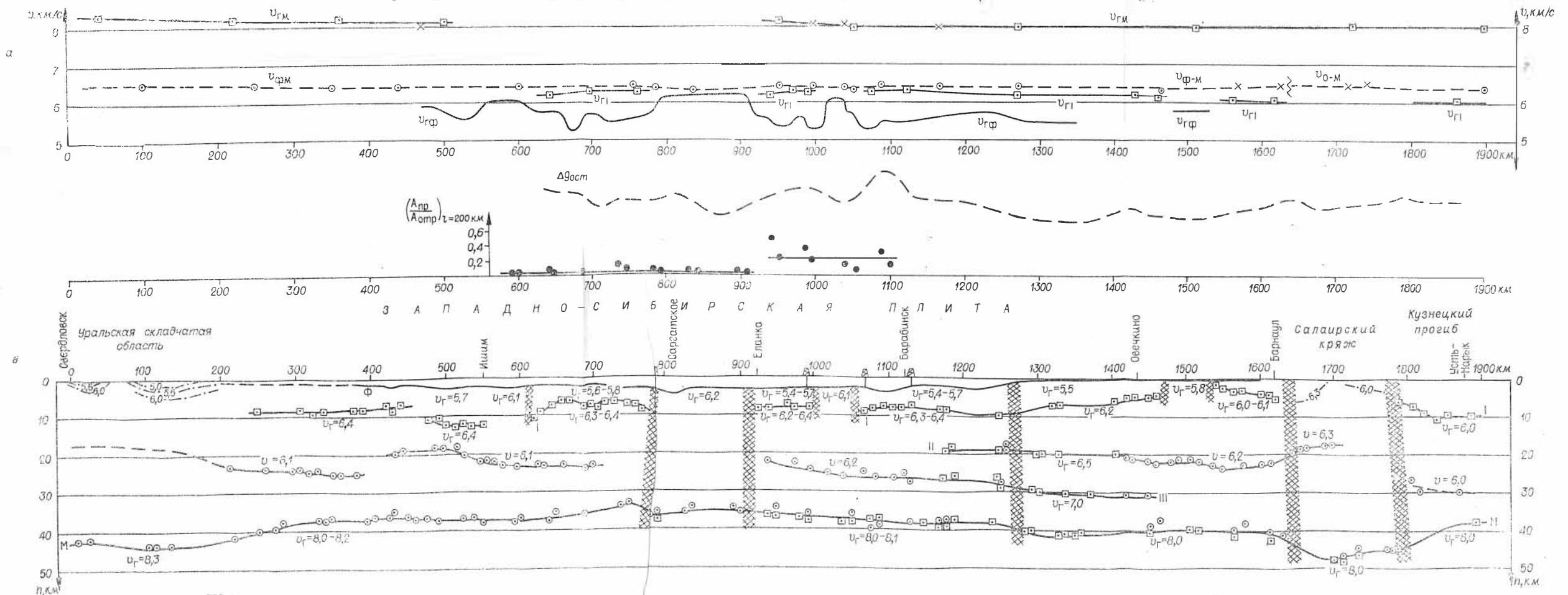


Рис. 68. Маршрут Свердловск — пос. Усть-Нарык. Усл. обозн. см. на рис. 67.

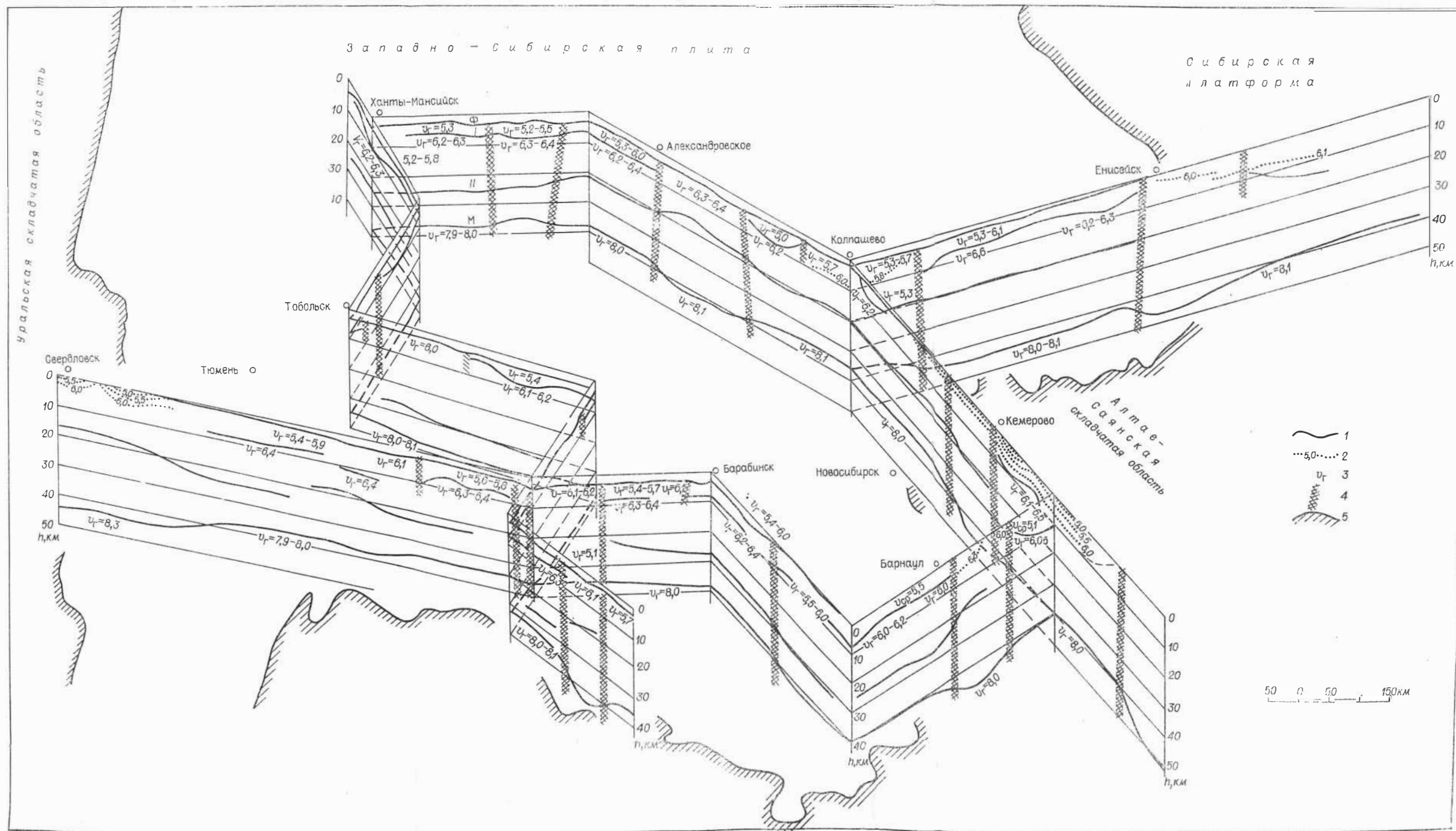


Рис. 72. Блок-схема строения земной коры Западной Сибири.

1 — сейсмические границы: Ф — поверхность фундамента (преломляющая граница), I — преломляющая граница внутри фундамента, II — отражающая граница в толще кристаллической коры, М — подошва земной коры; 2 — изолинии пластовых скоростей, км/с по данным рефрагированных волн; 3 — граничная скорость, км/с; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — граница складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты