

Н. И. ХАЛЕВИН

---

СЕЙСМОЛОГИЯ  
ВЗРЫВОВ  
НА УРАЛЕ

---



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Ордена Трудового Красного Знамени Институт геофизики

---

550.3

Н. И. ХАЛЕВИН

# СЕЙСМОЛОГИЯ ВЗРЫВОВ НА УРАЛЕ

(методики и результаты исследований)

---

1570



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1975



Сейсмология взрывов на Урале (Методики и результаты исследований). Халевин Н.И. М., "Наука", 1975 г.

В книге изложены вопросы разработки аппаратуры, методики полевых работ и интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований земной коры Урала и сопредельных регионов. Рассмотрены данные глубинного сейсмического зондирования по Свердловскому, Темиртау-Куйбышевскому и Актюбинскому профилям, пересекающим Урал. Комплексная интерпретация позволила провести районирование земной коры. Рассмотрена разработанная в Институте геофизики УНЦ АН СССР методика площадных исследований пространственных характеристик строения земной коры упругими волнами промышленных взрывов, возбуждаемых в карьерах и шахтах при добыче полезных ископаемых. Результаты экспедиционных работ позволили выявить новые элементы строения земной коры Урала, в том числе и связанных с глубинной металлогенией.

Таблиц 12. Иллюстраций 49. Библ. 237 названий.

Главы III и IV написаны Н.И. ХАЛЕВИНЫМ и А.М. БУНЬКОВЫМ в соавторстве с Э.А. НЕЗОЛЕНОВОЙ, В.А. ПАНЮШКИНЫМ, А.М. ПОСТНИКОВОЙ.

Ответственный редактор  
член-корр. АН УССР В.Б. СОЛЛОГУБ

Развитие естественных наук и промышленности связано с изучением строения нашей планеты, особенно верхней ее части — земной коры. Основными вопросами здесь являются, с одной стороны, возможность получить исходные данные для познания развития Земли в целом, с другой — создать достаточно обоснованные прогнозы поисков полезных ископаемых на значительно больших глубинах, чем это имеет место сейчас.

К настоящему времени накоплены и проанализированы большие объемы геологических, геохимических и геофизических данных о строении и развитии земной коры материков и океанов. Фундаментальный вклад внесен здесь работами известных отечественных геологов, тектонистов и геохимиков: А.Д. Архангельского, Г.Д. Афанасьева, В.В. Белоусова, Н.А. Беляевского, А.А. Богданова, А.А. Борисова, А.П. Виноградова, А.П. Карпинского, Д.С. Коржинского, Ю.А. Косыгина, М.В. Муратова, Д.В. Наливкина, А.В. Пейве, Б.А. Петрушевского, А.А. Пронина, В.С. Соболева, А.А. Трофимука, В.Е. Хаина, Н.С. Шатского, Ю.М. Шейнмана, Н.А. Штрейса, А.Л. Яншина.

Большой вклад в науку о Земле внесли геофизики: А.С. Алексеев, А.Н. Антоненко, Е.В. Артюшков, Б.К. Балавадзе, Ю.П. Булашевич, Ю.Н. Годин, Р.М. Деменицкая, И.П. Косминская, П.Н. Кропоткин, Е.Н. Люстих, В.А. Магницкий, М.С. Молоденский, И.Л. Нерсесов, Н.Н. Пузырев, Ю.В. Ризниченко, Е.Ф. Саваренский, В.Б. Соллогуб, С.И. Субботин, В.С. Сурков, А.Н. Тихонов, Г.Б. Удинцев, В.В. Федынский, Э.Э. Фотиади, А.Я. Ярош и др. Велик вклад в развитие наук о Земле также ряда зарубежных исследователей: Ф. Берча, Э. Булларда, К. Булле-на, П. Гизе, Б. Гутенберга, Г. Джеффриса, Р. Майснера, Ж. Обуэна, Ф. Пресса, Ч. Рихтера, Х. Тейтла, М. Тьюса, Д. Хили, Г. Штилле, М. Юинга.

Большое значение для углубленного изучения Земли имел Международный геофизический год (МГГ), позволивший впервые в глобальном масштабе подойти к изучению многих процессов. Продолжением и развитием исследований МГГ являлся международный проект "Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры". Основными направлениями его были: 1) анализ и интерпретация данных с целью получения лучшего представления о составе и строении нижней коры и верхней мантии; 2) геолого-геофизико-геохимический аспект взаимодействия коры и верхней мантии, связь геофизических явлений с геологическими и геохимическими; 3) усиление исследований континентальных рифтов [23]. На XV Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза (Москва, 1971 г.) было принято решение продолжать основные геофизические исследования проекта "Верхняя мантия..." в рамках Международного геодинамического проекта.

Несмотря на большие успехи, достигнутые в познании строения земной коры, остаются не решенными до конца многие вопросы, в том числе и имеющие первостепенное значение. Так, нет однозначных количественных данных о дрейфе материков, преобладании вертикальных или горизонтальных движений земной коры, петрографическом составе ее различных слоев и границ, развернутой количественной характеристике корреляционных зависимостей между плотностями пород и скоростями упругих волн в них и т.д.

Большое значение имеет сверхглубокое бурение. Здесь имеются два направления: американский проект МОХО предусматривает бурение океанической коры с целью достижения верхней мантии, советский же проект предусматривает бурение ряда скважин с целью достаточно полного изучения "гранитно-

го" и "базальтового" слоев [28]. Выполнение этих исследований будет являться крупнейшим вкладом, так как позволит выяснить физическую и геологическую природу сейсмических границ, определяемую пока лишь характеристиками упругих волн, а также ответить на многие другие вопросы.

Методы сейсмологии взрывов являются ведущими в изучении земной коры и верхней мантии. Наиболее полные и достоверные материалы дает глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), принципиальные основы и методика которого разработаны в Геофизическом институте АН СССР (позднее Институт физики Земли АН СССР им. О.Ю. Шмидта) под руководством академика Г.А. Гамбургцева [29, 47, 49, 81, 87, 95, 129, 154]. Распространены также наблюдения, использующие упругие волны, возбуждаемые большими взрывами в карьерах и шахтах, а также специальными взрывами и землетрясениями [79, 80, 89, 212].

За двадцать лет применения ГСЗ в СССР (с 1950 по 1970 г.) получено более 200 разрезов общей протяженностью 65 000 км, две трети которых характеризуют земную кору континентов. Однако степень изученности еще нередко недостаточна. Если количество профилей ГСЗ на 1000 км<sup>2</sup> для территории Западной Европы и США достигает 5 км и более, то в СССР эта цифра равна 2 км [47].

Как уже отмечалось, второе направление изучения строения Земли включает использование волн землетрясений. Если возбуждаемые взрывами упругие волны дают в большинстве случаев лишь информацию о строении коры, то землетрясения позволяют получить данные и о более глубоких горизонтах — мантии и ядре. Обширные исследования здесь проводились как в СССР, так и за рубежом [17, 56, 96].

Исследования автора были направлены на разработку методик изучения сейсмическими методами земной коры с акцентом на промышленные взрывы и специфические условия Урала. В результате установлены многие основные структурные элементы строения земной коры Урала.

Исследования проведены в следующих основных направлениях: 1) разработка рациональной методики профильных глубинных сейсмических зондирований на примере Свердловского субширотного пересечения Урала; 2) разработка аппаратуры, методики и систем наблюдения ГСЗ с использованием упругих волн, возбуждаемых при промышленных взрывах в карьерах и шахтах; 3) площадные изучения объемных сейсмических характеристик земной коры Урала упругими волнами промышленных взрывов; 4) структурно-тектоническая интерпретация комплексных геофизических данных; 5) теоретические разработки по совершенствованию интерпретации данных метода сейсмологии взрывов.

Исследования выполнены в лаборатории сейсмометрии Института геофизики Уральского научного центра Академии наук СССР (ранее Уральский филиал АН СССР). Значительная часть их проведена в содружестве с Баженовской геофизической экспедицией Уральского геологического управления и Орской геофизической экспедицией Оренбургского геологического управления, а также с лабораториями Института геофизики, Института геологии и геохимии Уральского научного центра, Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук. Кроме указанных в аннотации геофизиков, автор глубоко признателен также В.Н. Алексашенко, А.Л. Алейникову, Н.Н. Дроздовой, В.С. Дружинину, В.В. Колмогоровой, Т.М. Кошкиной, А.П. Лапченко, А.И. Мелешко, М.П. Панюшкиной, В.А. Подногину, В.М. Рыбалка, Ф.Ф. Юнусову, Н.В. Шарову, совместно с которыми длительное время проводились исследования. Автор благодарен члену-корреспонденту АН СССР Ю.П. Булашевичу за постоянный интерес и помощь в работе.

## Геологические данные

Урал является старейшей горнорудной провинцией нашей страны и характеризуется длительной историей геологических изысканий и сравнительно высокой исследованностью. В процессе изучения региона становилась все более ясной необходимость познания его связи с прилегающими структурами, а также глубинного строения. Без последнего, в частности, затруднено изучение металлогении и истории развития Уральской геосинклинальной области. Дело в том, что фонд легкооткрываемых полезных ископаемых практически исчерпан, а поиски глубинных залежей требуют новых подходов.

Систематическое изучение Урала было начато во второй половине XIX в. по инициативе А.П. Карпинского [15]. Позднее все возрастающее число геологов внесло и продолжает вносить вклад в изучение недр Урала. Это А.А. Абдулин, П.И. Аладинский, А.Д. Архангельский, Н.И. Архангельский, Н.Д. Буданов, В.А. Варсанюфьева, И.С. Вахромеев, М.И. Гарань, В.Г. Гарьковец, И.И. Горский, И.М. Губкин, А.Н. Заварицкий, С.Н. Иванов, И.А. Камалетдинов, Г.А. Кейльман, Е.А. Кузнецов, Л.С. Либрович, К.А. Львов, А.А. Малахов, Н.Б. Малютин, Н.Ф. Мамаев, Ю.В. Молдаванцев, С.В. Москалева, Д.В. Наливкин, Л.Н. Овчинников, А.И. Опли, А.В. Пейве, А.С. Перфильев, Б.А. Петрушевский, К.П. Плюснин, В.А. Прокин, А.А. Пронин, Б.М. Романов, Н.Н. Ростовцев, Г.С. Сенченко, В.М. Сергиевский, А.П. Сигов, Г.А. Смирнов, И.Д. Соболев, В.Т. Трифонов, А.Е. Ферсман, А.В. Хабаков, И.Х. Хамрабаев, Н.П. Херасков, Г.Ф. Червяковский, Н.С. Шатский, Д.С. Штейнберг, Н.А. Штрейс, А.Л. Яншин.

Несмотря на большие объемы геологических исследований, многие вопросы строения и развития Уральской геосинклинали, особенно касающиеся ее глубинных частей, не решены. Мы, естественно, не могли ставить целью сопоставление и анализ всех имеющихся здесь материалов и точек зрения. Поэтому кратко остановимся лишь на некоторых из них. В мелкомасштабном плане строение Урала и сопредельных регионов рассмотрено в работе А.Л. Яншина [231]. Строение рассматриваемой территории представляется в следующем виде. Здесь развиты породы и комплексы, разнящиеся как по литологии, петрографии, метаморфизму, так и по возрасту и тектонике. Большая часть площади перекрыта платформенными осадками — это восток Русской платформы, Западно-Сибирская и Туранская плиты. Наиболее древние складчатые образования изучены на Русской платформе. Так, на Тимане (северо-восток платформы) развит байкальский геосинклинальный комплекс. Областью поздней каледонской складчатости является Казахстан, где, с одной стороны, в ядрах, антиклинорий геосинклинального комплекса отмечаются выступы более древних структур, а с другой — имеют место также и более молодые впадины. Урал является герцинским (верхнепалеозойским) складчатым сооружением. Здесь, так же как и в Казахстане, среди геосинклинального комплекса выделяются выступы древних структур. Особенностью этого горного сооружения является развитие на границе с Русской платформой орогенного структурного яруса — Предуральского краевого прогиба. К области альпийской (средиземноморской) складчатости относятся Копет-Даг, где кроме собственно геосинклинального комплекса имеются также внутренние впадины и краевые прогибы. К области кайнозойского тектогенеза принадлежит Прикаспийская синеклиза с ее соляно-купольной тектоникой. Западно-Сибирская и Туранская плиты относятся к эпипалеозойским платформам, перекрытым осадочным чехлом.

К сопредельным с Уралом регионам относятся: Русская (Восточно-Европейская) платформа, с одной стороны, и Западно-Сибирская и Туранская плиты — с другой. Представительные данные о строении востока Русской платформы впервые были получены в результате анализа геолого-геофизических материалов в 1947 г. [168-170]. Позднее предпринимаются многочисленные попытки уточнить гипсометрию поверхности фундамента и расчленить его на блоки, осуществить возрастное районирование и т.д. [110-112, 234-239]. Сдерживающим фактором в изучении глубинной структуры Русской платформы является мощный чехол осадочных пород. Последний представлен тремя комплексами (сверху вниз): 1) терригенным, включающим отложения, начиная от третичных и кончая мезозойскими; 2) карбонатным, представленным в восточной половине плиты нижнепермскими, каменноугольными и фаменскими отложениями девона; 3) терригенным, включающим отложения, начиная от нижнефранских слоев девона и кончая нижнепалеозойскими [169].

По М.В. Муратову, "в формировании складчатого основания Восточно-Европейской платформы можно наметить: 1) стадию древнейшей земной коры основного состава, свидетелями которой являются обломки амфиболитов и других пород с возрастом до 3500 млн. лет, включенные в более молодые образования; 2) стадию гранитизации и разламывания древней коры с образованием гранито-гнейсовой протоплатформы (2700-2800 млн. лет); 3) стадию образования геосинклинальных прогибов беломорид и саксагонид (1900-2000 млн. лет); 4) стадию образования карелид и свакофенид, со складчатостью и образованием гранитных интрузий (1720-1650 млн. лет); 5) стадию формирования готской системы, нарастившей платформу на западе (1300-1000 млн. лет); 6) стадию формирования Гиперборейско-Тиманской системы, увеличившей площадь платформы на северо-востоке в самом конце докембрия, в эпоху байкальской складчатости, образовав систему тиманид. Такая же система, возможно, образовалась и на юго-восточной окраине платформы" [101].

Западно-Сибирская и Туранская плиты относятся к эпигерцинским платформам [231]. С раннего протерозоя Западно-Сибирская плита входила в Урало-Монгольский подвижный пояс, развивающийся с постепенным затуханием геосинклинальных условий. В палеозое происходит перестройка структуры пояса. Долго сохранялась без изменения Арало-Уральская область, затем просто Уральская геосинклиналь, имевшая на юге связь с Туранской и Тянь-Шанской геосинклиналями. В последних стабильные условия сохранялись с нижнего палеозоя, хотя их центр последовательно смещался к югу. Образовавшийся в пределах сочленения геосинклиналей сложный, ныне погребенный структурный узел во многом до сих пор не расшифрован [1].

Для Западно-Сибирской и Туранской плит характерно трехэтажное строение (снизу вверх): а) складчатый гетерогенный фундамент; б) переходный (предчехольный) комплекс; в) мезозойско-кайнозойский платформенный чехол. В состав фундамента обеих плит входят породы как герцинского и каледонского, так и более древнего возрастов. Последние слагают срединные массивы, которые в одних случаях выявляются по геологическим и геофизическим данным (Кара-Богаз-Гол, Центральные Каракумы), в других они лишь намечаются по геофизическим данным. Видимо, эти глыбы, являющиеся останцами древних платформ, образуют каркас фундамента молодых платформ, а пояса палеозойской складчатости заполняют интервалы между ними.

По Э.Э. Фотиади, фундамент Западно-Сибирской плиты в крупном плане можно разделить на четыре основные области: 1) восточное погребенное продолжение Уральских герцинид; 2) меридионально вытянутую полосу Уват-Ханты-Мансийского древнего блока (часть Тоболии), по-видимому сливающаяся на юге с рифеидами Кокчетавского и Улугауского массивов Казахстана; 3) центральную зону герцинид, характеризующихся различными типами переработки более древних комплексов фундамента, с Томь-Кольванскими герцинидами в восточной части; 4) восточные районы плиты с нижнепалеозойским на юге и докембрийским, в том числе байкальским, фундаментом на севере [175].

По геологическим и геофизическим данным построен ряд схем районирования Западно-Сибирской плиты и сопредельных регионов. Западно-Сибирская плита в разрезе представляет асимметричную чашу, выполненную отложениями мезокайнозойского чехла. В последнем выделяются внешний пояс, связанный со складчатым обрамлением, и внутренняя область устойчивого погружения, занимающая центральную и северную части региона. Для молодых плит характерно преобладание унаследованности структур осадочного комплекса от фундамента [232]. Однако эта унаследованность неодинакова для различных уровней чехла. По данным бурения и геофизических исследований, на Западно-Сибирской плите она наиболее отчетливо выражена до палеогена в областях развития в фундаменте герцинских складчатых сооружений. На участках с каледонским фундаментом унаследованность структур чехла сохраняется лишь до верхнего мела. В районах с более древним фундаментом такая унаследованность зависит от степени активизации блоков фундамента [159]. С верхнего палеогена структурный план плиты претерпевает неотектоническую перестройку. Новообразованные структуры характеризуются субширотным простиранием и мало связаны с планом складчатого фундамента.

В отношении структуры земной коры Урала, тектоники и истории развития Уральской геосинклинали существуют различные, нередко взаимоисключающие представления. По А.А.Пронину [125-127], на Урале развиты четыре структурных этажа, отвечающие четырем главным этапам развития Уральской геосинклинали: архейскому, протерозойскому (рифейскому), палеозойскому и нижнемезозойскому. Каждый этаж отделяется от соседнего стратиграфическими перерывами и угловыми несогласиями, расчленяется на ряд структурных этажей второго порядка или подэтажей. Выделенные этажи в первом приближении имеют одинаковый план внутреннего строения: в нижних частях преобладают основные вулканические породы и мелкие интрузии того же состава, в средней одинаково представлены как вулканогенные, так и осадочные породы; в верхней преобладают осадочные породы. Формирование трех домезозойских этажей завершалось внедрением глубинных магматических пород различного состава и образованием складок и разрывов.

Архейский структурный этаж выступает в форме брахиантклинали структур на относительно небольших площадях. Они представлены глубоко метаморфизованными осадочными и магматическими породами - биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами. Встречаются здесь граниты и гранито-гнейсы, габброидные породы и амфиболиты, а также ультраосновные породы. Видимая мощность толщи этажа достигает 5 км. Внутренняя тектоника архейского структурного этажа характеризуется большой сложностью и разнообразием: в одних случаях слагающие его метаморфические породы образуют обширные пологие брахиструктуры, в других - сложные линейно-вытянутые складки.

Протерозойский (рифейский) этаж слагается в нижней части главным образом основными вулканическими породами. В средней и верхней его частях преобладают осадочные породы, главным образом графитистые филлиты и кварцитовые сланцы. Широко развиты здесь также и глубинные магматические породы. Наиболее характерной чертой этажа является пологая складчатость с обширными брахиструктурами трех категорий. Такая складчатость позволяет отличать протерозойские толщи от сходных с ними по составу более молодых, палеозойских образований. Мощность толщи 8-12 км.

Палеозойский структурный этаж на западном склоне Урала сложен осадочными породами, на восточном - в нижней части терригенными и туфогенными породами, в средней преимущественно вулканическими, в верхней в основном осадочными. Развиты здесь широко и разновозрастные магматические породы, главным образом ультраосновного и основного состава. Стратиграфическими перерывами и угловыми несогласиями палеозойский этаж расчленяется на ряд подэтажей. Для палеозойского структурного этажа характерны узкие складки с углами падения в крыльях до  $90^\circ$ , вытянутые на десятки и сотни километров, при ширине от нескольких до 10 км. Складки обычно опрокинуты и соп-

ровождаются сопряженными с ними разрывами взбросового и надвигового типов. Мощность толщи оценивается в 5–10 км.

Породы нижнемезозойского этажа приурочены к нешироким впадинам глубиной до 3 км, вытянутым в близком к меридиональному направлении. Нижняя часть толщ сложена основными, местами кислыми вулканическими породами, а верхняя – терригенными угленосными отложениями. По характеру тектоники этот этаж близок к предыдущему.

Таким образом, мощность "осадочного пояса", включающего архейские, протерозойские и палеозойские осадочные, вулканогенные и метаморфические породы, прорванные интрузиями, оценивается в 20–25 км.

Уральская складчатая система в широтном направлении разделяется на ряд крупных тектонических поднятий и погружений, из которых первые сложены преимущественно докембрийскими, вторые – палеозойскими и нижнемезозойскими породами. Поднятия и погружения характеризуются значительной протяженностью, большой глубиной заложения, длительностью развития и разнящимся геотектоническим режимом. В пределах каждой структуры выделяются антиклинории и синклинории, а внутри последних – третьестепенные элементы – антиклинали и синклинали. Крупнейшими тектоническими структурами являются (рис. 1): Восточная окраина Русской платформы (I), Западно-Уральское погружение (II), Башкирско-Уралтауское поднятие (III), Тагильско-Магнитогорское погружение (IV), Восточно-Уральское поднятие (V), Алапаевско-Челябинское погружение (VI), Камышловско-Троицкое поднятие (VII), Верхне-Тобольское погружение (VIII).

Все крупные поднятия сложены толщами рифейского структурного этажа, среди которых в виде брахиантиклиналей развиты породы архейского возраста. Местами в погружениях рифея залегают палеозойские породы. Палеозой наложенных синклинальных структур характеризуется неполнотой разреза с выпадением целых систем.

Каждое поднятие отделяется от соседнего погружения серией параллельных глубинных разломов. Эти разломы играли большую роль в заложении геотектонического плана Урала, который с небольшими изменениями сохранялся на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Прогибы сложены преимущественно палеозойскими вулканогенными и осадочными породами, среди которых местами в форме брахиантиклинальных поднятий выступают докембрийские породы, а в виде наложенных синклиналей – породы нижнего мезозоя. Мощность толщ палеозоя в погружениях определяется в 5–10 км. Все четыре главных погружения эквивалентны по масштабам и сходны по плану развития, за исключением Западно-Уральского.

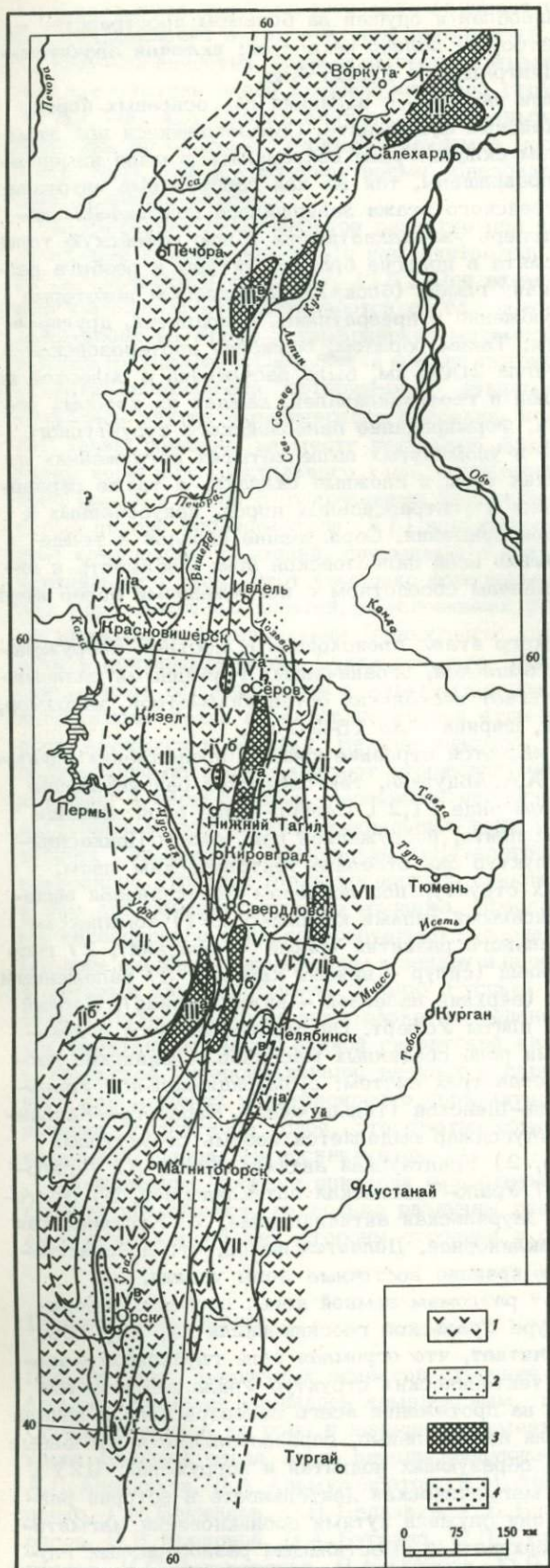
Принцип унаследованности в развитии тектонических структур Уральской складчатости интерпретируется А.А.Прониным следующим образом. Созданные в конце протерозоя главные поднятия и погружения продолжали существовать как геотектонически активные элементы на протяжении всего палеозоя и начала мезозоя. Все геологические процессы протекали при общем опускании основания погружений и при одном и том же их соотношении с поднятиями. Палеозойские движения не влекли за собой коренной перестройки геотектонического плана; история развития поднятий и погружений не прерывалась.

Проблема соотношений Уральской складчатости с Русской платформой, по А.А.Пронину, представляется в следующем виде. В пределах Русской платформы выделяются два структурных этажа – кристаллический докембрийский фундамент и палеозойский комплекс пород. На Урале такое разделение сохраняется. Разница заключается в том, что фундамент платформы более монолитен, тогда как на Урале он раздроблен глубинными разломами на узкие, вытянутые с севера на юг блоки и переработан затем внедрявшимися по разломам магматическими расплавами и процессами регионального метаморфизма.

Заложение Уральской геосинклинали произошло в конце архейского или в начале протерозойского времени при раскалывании кристаллического фундамента глубинными разломами на глыбы и опускании их на разную глубину. Крис-

Рис. 1. Схема тектонического районирования Урала (по А.А. Пронину, 1958)

- I* - Русская платформа;
  - II* - Западно-Уральское погружение;
  - II<sup>а</sup>* - Полюдовский антиклинорий;
  - II<sup>б</sup>* - Каратауский антиклинорий;
  - III* - Башкирско-Уралтауское поднятие;
  - III<sup>а</sup>* - Тараташско-Уфалейский антиклинорий;
  - III<sup>б</sup>* - Зилаирский синклинорий;
  - III<sup>в</sup>* - Ляпинский антиклинорий;
  - III<sup>г</sup>* - Верхсобинский антиклинорий;
  - IV* - Тагильско-Магнитогорское погружение;
  - IV<sup>а</sup>, IV<sup>б</sup>, IV<sup>в</sup>, IV<sup>г</sup>* - наложенные синклинальные структуры, заполненные нижнемезозойскими угленосными породами;
  - V* - Восточно-Уральское поднятие;
  - V<sup>а</sup>* - Салдинский антиклинорий;
  - V<sup>б</sup>* - Ильменогорско-Сысертский антиклинорий;
  - V<sup>в</sup>* - Челябинский антиклинорий;
  - VI* - Алапаевско-Челябинское погружение;
  - VI<sup>а</sup>* - Челябинский угленосный бассейн;
  - VII* - Камышловско-Троицкое поднятие;
  - VII<sup>а</sup>* - Красногвардейский антиклинорий;
  - VIII* - Верхнетобольское погружение.
- 1 - палеозой;
  - 2 - протерозой;
  - 3 - архей;
  - 4 - мезозой



таллический фундамент был раздроблен и опущен на большом пространстве — от восточного края Русской платформы далеко на восток, включая значительную часть Западной Сибири и Центрального Казахстана.

Формирование рифейской толщи началось с излияния лав основных пород, проникавших по разломам в архейском фундаменте. Образовавшиеся при этом вулканогенные толщи на западном склоне Урала сохранились в мало измененном виде, а на восточном они превращены, так же как габброидные интрузии, в амфиболиты. Формирование рифейского этажа завершилось повышением активности глубинных разломов, теперь уже захвативших и всю рифейскую толщу, которая в это же время была смята в пологие брахиструктуры и разбита разломами на вытянутые по меридиану глыбы (блоки). В дальнейшем некоторые блоки сохранили стабильное положение и превратились в поднятия, другие опустились и образовали прогибы. Таким образом, обширная протерозойская синеклиза, ширина которой достигла 2000 км, была расчленена в палеозое на ряд узких местных геосинклиналей и геоантиклиналей, каждая из которых обладала индивидуальными чертами. Формирование палеозойского структурного этажа Урала происходило только в упомянутых выше четырех погружениях и завершилось смятием палеозойских толщ в сложные складки, а также образованием крупных интрузий основных и ультраосновных пород, приуроченных к глубинным разломам разного происхождения. Образование складок в толще палеозоя происходило на протяжении всей палеозойской эры. Сложность и интенсивность складчатости обусловлены соседством с погружениями более жестких масс поднятий.

Формирование нижнемезозойского этажа происходило в местных погружениях палеозойского структурного комплекса, ограниченных глубинными разломами. Длина этих погружений достигает нескольких сотен километров, например, Челябинский угленосный бассейн, ширина — до 15–20 км.

Весьма сложным и спорным является строение южного продолжения Уральской геосинклинали. По данным А.А.Абдулина, тектоническое районирование представляется здесь в следующем виде [1,2]. Северо-запад этой площади относится к дорифейской Русской плите, погруженной под чехлом Прикаспийской впадины. От герцинских структур она отделена тектоническим швом. В области герцинских складчатых структур под покровом мезокайнозой выделены зоны, сложенные тремя основными типами комплексов: 1) комплексом догерцинского этапа геосинклинали развития (рифей — ордовик); 2) геосинклинали комплексом герцинид (силур — нижний карбон); 3) наложенным орогенным комплексом герцинид (верхний палеозой — нижний триас). Первый комплекс слагает большую часть плиты Устюрт. Он параллелизуется с древними ядрами герцинид, играющими роль срединных массивов. Герцинские геосинклинали зоны входят в состав трех систем: субмеридиональной Уральской (уралиды), субширотной Тянь-Шанской (тяньшаниды), Карабогаз-Каптанкырской. В системе уралид для Мугоджар выделяется восемь структурных зон: 1) Зилаирская синклинозная, 2) Уралтауская антиклинозная, 3) Тагило-Магнитогорская синклинозная, 4) Урало-Тобольская антиклинозная, 5) Восточно-Уральская синклинозная, 6) Зауральская антиклинозная, 7) Кустанайская синклинозная, 8) Тургайская синклинозная. Делается вывод, что до соединения с Тянь-Шанем следятся лишь крайние восточные зоны уралид.

Многие исследователи придают разломам земной коры, особенно глубинным, большое значение в структуре Уральской геосинклинали [1, 15, 109, 113, 150, 231]. А.А.Пронин считает, что огромная роль глубинных разломов в формировании главнейших тектонических структур Урала заключается прежде всего в том, что по ним на протяжении всего палеозойского и начала мезозойского времени происходили вертикальные, горизонтальные и наклонные перемещения масс горных пород, образующих поднятия и погружения [127]. С разломами связана также вся магматическая деятельность в истории развития Уральской геосинклинали; они служили путями проникновения магматических расплавов на земную поверхность и вместилищем разнообразных глубинных пород. Расположение глубинных разломов и перемещающихся по ним

крупных оловков горных пород обуславливало и распределение фациальных зон осадконакопления в тот или иной промежуток геологического времени.

Ряд особенностей Уральской геосинклинали позволяет говорить о возможном присутствии здесь древней рифтовой структуры земной коры [61, 76, 127]. Так, А.А.Пронин считает, что Уральская рифейская геосинклинали заложилась по системе глубинных разломов сводового поднятия платформы подобно тому, как в третичное время образовалась система Восточно-Африканских грабен-рифтов.

В последние годы широкое развитие получают новые взгляды на природу Уральской геосинклинали. По ним считается, что последняя развивалась на коре океанического типа [77, 115]. При этом габбровый и габбро-амфиболитовый комплексы отождествляются с "базальтовым" слоем современных океанов. Имеющиеся на Урале докембрийские метаморфические сланцы и гранито-гнейсы Мугоджар, Ильмен и Салдинский массив считаются отдельными частями микроконтинента, являющегося "отторженцем" фундамента Русской платформы. Эти блоки оказались внутри океанического бассейна, положившего начало эвгеосинклинали. Таким образом, на месте последней предполагается расчленение и раздвижение коры континентального типа. Отождествляя нижнюю часть геосинклинального разреза Урала с отложениями современных океанов, С.Н.Иванов и некоторые другие исследователи [77] верхнюю его часть, представленную сложным комплексом формаций, связывают с преобладанием отложений вулканов центрального типа. Этот комплекс формировался уже в условиях преобладающих горизонтальных сжатий, обусловивших тектонические покровы. В это время происходит формирование "гранитного" слоя, океаническая кора перерождается в континентальную. Считается, что "гранитный" слой в наблюдаемом сейчас виде сформировался к верхнему палеозою. Покровная структура западного склона Урала представляется при этом в виде системы пластин, полого погружающихся к востоку. Нижние пластины представлены платформенными образованиями; выше залегают отложения миеосинклинального характера, которые, в свою очередь, перекрыты эвгеосинклинальными образованиями. Аллохтонные массы эвгеосинклинальных толщ образуют серию тектонических останцев: Сакмарский, Кракинский и Нязепетровский. Считается, что в пользу покровного строения Магнитогорского синклиория говорит широкое развитие в нем зон серпентинитового меланжа. Предполагается также, что отложения магнитогорского типа первоначально располагались восточнее тагильских. Позднее они были шарьированы к западу и перекрыли на юге Тагильский прогиб, а местами даже восточную окраину Русской платформы. Сакмарская, Кракинская и Нязепетровская зоны развития меланократовых пород рассматриваются как фронтальная часть единой гигантской аллохтонной массы. Считается, что в Уральской эвгеосинклинали, начиная с середины силура, в условиях широтного перемещения и интенсивного горизонтального сжатия происходило формирование "гранитного" слоя. Это сжатие обусловило резкое сокращение первоначальной ширины эвгеосинклинали.

Приведенные краткие описания существующих геологических взглядов и гипотез показывают, насколько различны пока взгляды на многие, в том числе и фундаментальные, стороны строения и развития земной коры Урала.

### Геофизические данные

При изучении различных аспектов строения Урала и сопредельных регионов большое внимание уделялось комплексным геофизическим исследованиям. Особенно велика их роль в познании элементов глубинного строения земной коры. Большой вклад здесь внесли следующие исследователи: А.А.Абдулин, А.Л.Алейников, Д.А.Альмуханбетов, Е.М.Ананьева, А.П.Андреев, А.Н.Антоненко, Г.Р.Бекжанов, О.В.Беллавин, Е.Б.Бельтенева, В.И.Бондарев, А.А.Борисов, В.В.Бродовой, В.А.Бугайло, Ю.П.Булашевич, А.М.Буньков, А.М.Виноградов, И.С.Вольвовский, Р.А.Гафаров, Ю.Н.Годин, Р.М.Деменицкая, Г.Я.Де-

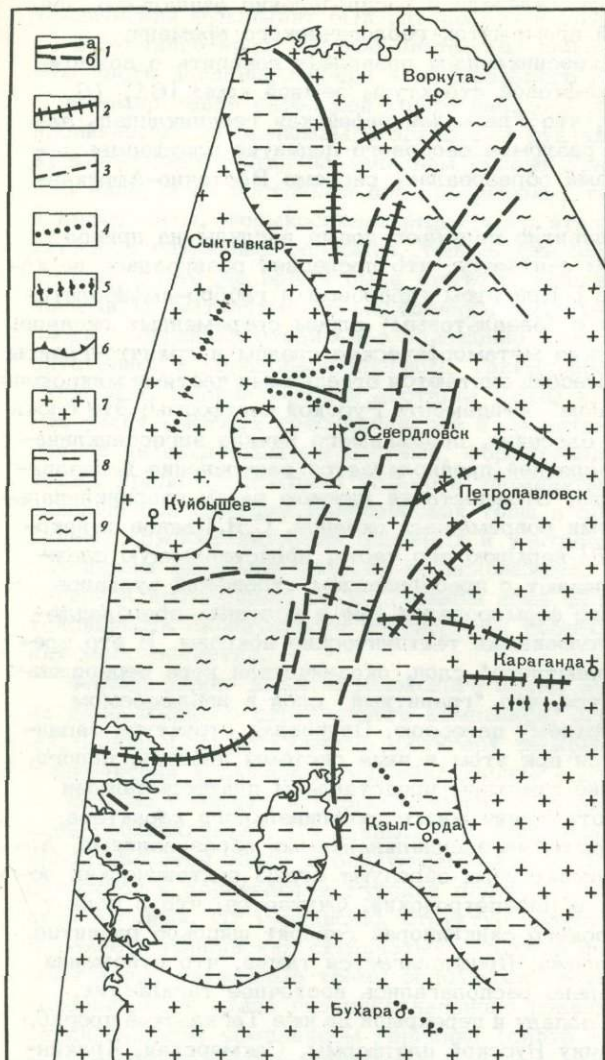


Рис. 2. Схема элементов магнитного поля (по Н.И.Халевину, 1972)

1 - оси положительных аномалий (а - выдержанные, б - прерывистые); 2 - оси широких положительных аномалий; 3 - линейные зоны нарушения поля; 4 - оси отрицательных аномалий; 5 - оси широких отрицательных аномалий; 6 - границы полей различного знака; 7 - преобладание положительных отметок; 8 - преобладание отрицательных отметок; 9 - знакпеременное поле интенсивных аномалий

ментьев, Б.Ф. Дорофеев, В.С. Дружинин, Г.К. Дубровин, Н.П. Ермаков, Н.А. Иванов, Д.Н. Казанли, Г.И. Каратаев, Г.Г. Кассин, Е.И. Козырев, С.В. Крылов, А.А. Кузнецов, Н.Я. Кунин, В.К. Монастырев, М.Д. Морозов, Н.В. Неволин, Э.А. Незолонова, А.Е. Непомнящих, И.С. Огарин, И.В. Померанцева, А.А. Попов, Л.Я. Проводников, Н.Н. Пузырев, В.М. Рыбалка, В.З. Рябой, Г.П. Саковцев, Т.Н. Симоненко, В.С. Сурков,

И.Ф. Таврин, Б.Б. Тальвирский, А.Н. Тимофеев, Д.Ф. Уманцев, Б.М. Уразаев, К.Е. Фоменко, Э.Э. Фотиади, Б.А. Хрычев, Л.Н. Чудакова, В.Н. Шмаков, А.К. Шмелев, В.И. Шрайбман, А.Я. Ярош.

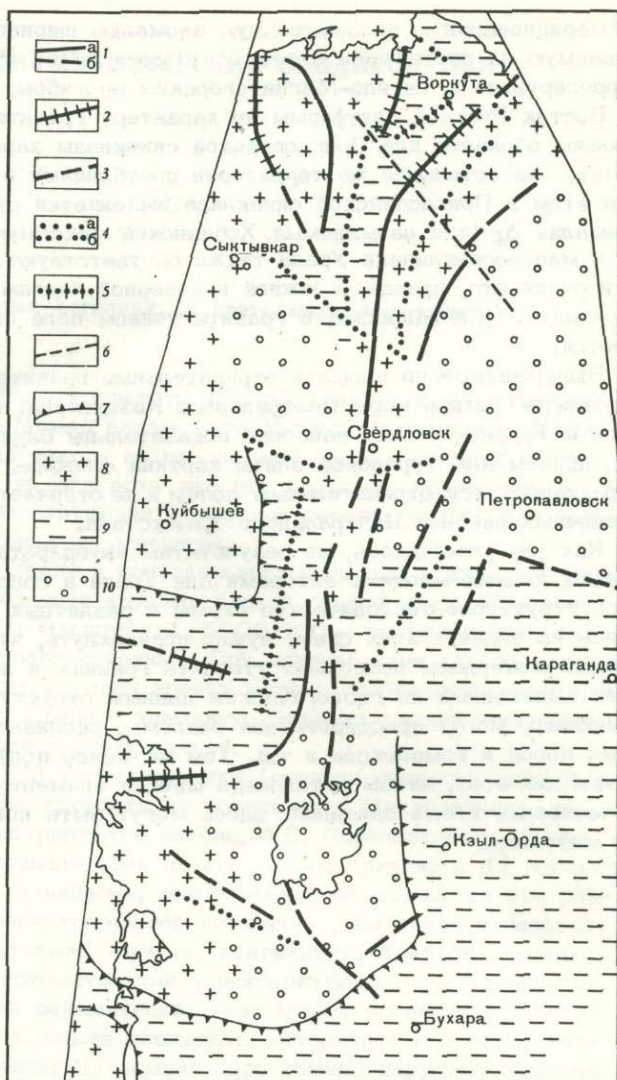
Геофизические данные для Урала и сопредельных регионов в мелком масштабе представляются в следующем виде.

**Магнитное поле.** Анализ данных магнитометрических исследований на Урале и в прилегающих регионах и построению различных схем в связи с изучением земной коры посвящено много работ [9, 26, 37, 43, 91, 106, 112, 144, 158, 166, 171, 173, 216, 235]. В результате установлено, что магнитное поле характеризуется обычно сложностью и мозаичностью. Обусловлено это в основном пестротой состава и магнитных свойств пород, слагающих верхнюю часть земной коры.

Особенности строения магнитного поля рассматриваемой территории схематично показаны на рис. 2. Южный и Средний Урал обладают в целом пониженными полями, на фоне которых выражены линейно-вытянутые аномалии субмеридионального простирания. Северный и Полярный Урал также характеризуются линейными аномалиями субмеридионального и северо-восточного простирания, но здесь положительные магнитные поля занимают большую, чем отрицательные, площадь.

Рис. 3. Схема элементов гравитационного поля (по Н.И. Халевину, 1972)

1 - оси положительных аномалий (а - выдержанные, б - прерывистые); 2 - оси широких положительных аномалий; 3 - оси положительных аномалий меньшей интенсивности и выдержанности; 4 - оси отрицательных аномалий (а - выдержанные, б - прерывистые); 5 - оси широких отрицательных аномалий; 6 - линейные зоны нарушения поля; 7 - границы полей различного знака; 8 - преобладание положительных отметок; 9 - преобладание отрицательных отметок; 10 - нулевые отметки



Восточная часть Русской платформы разделяется на три значительно различающиеся территории. В середине преобладают изометричные положительные аномалии. Лишь на широте Свердловска характер магнитного поля меняется. Здесь более распространены субширотные аномалии, разделенные также линейно-вытянутыми зонами отрицательных значений  $\Delta T$ .

Северо-восток Русской платформы характеризуется четко выраженной зональностью интенсивных и широких аномалий магнитного поля обоих знаков. Простирание их северо-западное. И в третьей зоне - Прикаспийской синеклизе - магнитное поле в основном отрицательное при наиболее интенсивных аномалиях в западной половине.

В западных частях Центрального Казахстана и Западно-Сибирской плиты преобладают изометричные положительные аномалии  $\Delta T$ . Существенно иная картина магнитного поля наблюдается для Туранской плиты. Если к западу и востоку от Аральского моря преобладают нулевые и отрицательные поля небольшой интенсивности, то к юго-востоку от него отметки  $\Delta T$  положительны, а к юго-западу распространены уже выдержанные вытянутые аномалии обоих знаков.

Поле силы тяжести. В связи с изучением структуры земной коры Урала и прилегающих областей аномалии  $\Delta g$  анализировались многими исследователями [1,9,37,43,62,91,112,158,164,171,235]. При этом был составлен ряд структурно-тектонических схем региона.

По аномалии Буге рассматриваемая площадь в первом приближении разделяется нами на две части - северную и южную. В северной половине преобладают положительные и нулевые отметки  $\Delta g$ , а в южной - отрицательные (рис. 3). Характерной особенностью гравитационного поля следует считать

субмеридиональную положительную аномалию шириной 100–150 км, прослеживаемую на протяжении более 2000 км [178]. В большей своей части она коррелируется с Тагильно-Магнитогорским прогибом.

Восток Русской платформы по характеру гравитационного поля делится следующим образом: для Прикаспийской синеклизы характерны отрицательные отметки, на остальной же территории преобладают положительные значения. При этом в Прикаспийской синеклизе выделяется субширотная положительная аномалия  $\Delta g$  (так называемый Хобдинский максимум). Предуральскому прогибу и миогеосинклинали Урала также соответствуют отрицательные аномалии. Относится это, правда, к южной и северной частям площади. В середине же, к западу от Свердловска, в гравитационном поле они практически не выделяются.

Выдержанные по площади отрицательные гравитационные поля отображают структуры земной коры Центрального Казахстана. В пределах Западно-Сибирской и Туранской плит наиболее показательны близкие к нулевым отметки  $\Delta g$ , причем для Туранской плиты картина сложнее. Так, ее восточная часть характеризуется отрицательным полем и не отличается таким образом от пограничных районов Центрального Казахстана.

Как уже отмечалось, по результатам интерпретации гравитационных и магнитных данных многими авторами для Урала и сопредельных регионов строились структурно-тектонические схемы в различных масштабах. Не останавливаясь на анализе этих схем, нужно подчеркнуть, что гравитационные и магнитные материалы позволяют уточнять границы и дают некоторые характеристики выделенных по геологическим данным структурно-тектонических единиц. Например, могут трассироваться разломы, оцениваться мощности тех или иных пород и комплексов и т.д. Тем не менее полученные сведения недостаточны для того, чтобы установить многие элементы строения земной коры. Качественно новые сведения здесь могут быть получены лишь сейсмическими методами.

## ГСЗ на Урале и в сопредельных регионах (в свете мелкомасштабных исследований)

Степень заснятости и некоторые результаты ГСЗ на Урале и в прилегающих регионах показаны на рис. 4. Можно видеть, что Уральская геосинклиальная область изучена весьма схематично — ее пересекают лишь в средней части три профиля — 1, 2, 3. Если на юге есть еще ряд профилей, проливающих свет на строение земной коры окружения Уральской геосинклинали, то Северный и Полярный Урал совершенно не освещены.

Используя данные ГСЗ по Уралу и сопредельным регионам в качестве опорных, мы рассматриваем особенности крупных блоков земной коры. При этом применяются в основном карты масштаба 1:5000000 — тектонические, неотектонические, магнитные и гравитационные. При анализе карт такого масштаба, естественно, могут выпасть из поля зрения многие особенности структуры той или иной площади. Однако главные элементы строения земной коры регионов за счет этого будут только подчеркиваться.

Полученные в результате ГСЗ характеристики (средняя скорость продольных волн в земной коре, граничная скорость по поверхности Мохоровичича ( $M$ ) и глубина до последней) иллюстрируются на рис. 4, 5. Определяемые обычно при ГСЗ другие параметры опущены нами по следующим причинам: 1) рассматриваемые величины являются основными, они уверенно определяются при разных системах наблюдения и регистрирующей аппаратуре; 2) граница раздела между "гранитным" и "базальтовым" слоями (поверхность Конрада) нередко выражена нечетко, поэтому систематизация характеризующего ее материала без специальных сопоставлений сейсмических лент может привести к ошибочным выводам. Нужно учитывать также сложность материалов и нередко различающиеся подходы к интерпретации; 3) земная кора обычно нарушена большим числом выделяемых с различной степенью достоверности глубинных разломов, и выносить их в настоящей работе на мелкомасштабную графику мы считаем нецелесообразным.

В результате глубинных сейсмических зондирований на Урале и в сопредельных регионах получены следующие основные данные.

1. Мощность земной коры изменяется от 25 до 55 км, при наиболее распространенных значениях 35–40 км. Максимальные глубины до границы Мохоровичича зафиксированы в горных областях Урала, Казахстана, Копет-Дага, минимальные — в Прикаспийской синеклизе.

2. Корреляции величин "корней гор" с возрастом складчатости не установлены. Так, глубины до поверхности Мохоровичича 50–52 км есть и в Казахстане, и на Урале, и в Копет-Даге. Однако отмечено, что наибольшая контрастность форм рельефа поверхности мантии имеется в молодой альпийской складчатости, а наименьшая — в каледонидах Казахстана.

3. Зависимость между мощностью земной коры и аномалиями Буге в различных частях площади неодинакова. Например, для осевой части Урала с утолщением коры возрастает напряженность поля силы тяжести.

4. Граничная скорость по разделу Мохоровичича изменяется от 8,0 до 8,6 км/сек; в большинстве случаев она равна 8,1–8,4 км/сек.

5. Средняя скорость в земной коре изменяется от 5,0 до 6,6 км/сек. При этом в консолидированной коре ее значения составляют 6,3–6,6 км/сек,

а уменьшение скорости обуславливается мощными платформенными осадочными породами.

Иллюстрируемые рис. 2-5 физические поля и сейсмические характеристики земной коры Урала и сопредельных регионов сведены в табл. 1. Содержащиеся в таблице и графических приложениях данные позволяют высказать ряд соображений о строении земной коры. Наиболее интересным элементом, видимо, следует считать специфический характер осевой части Урала, отличающейся рядом особенностей. Здесь на протяжении более 2000 км прослеживается субмеридиональная положительная аномалия силы тяжести в виде полосы, ширина которой меняется в незначительных пределах и составляет 100-150 км. Это зона 1 на рис. 5. На Среднем Урале в пределах 52-57° с.ш. гравитационное поле в зоне аномальной полосы осложнено и представлено цепочкой аномалий (см. рис. 3). По характеру магнитного поля эта зона может быть разделена на две части: на юге преобладают отрицательные, а на севере - знакопеременные аномалии  $\Delta T$  при их общей, также субмеридиональной ориентировке. Рассматриваемая аномальная полоса характеризуется повышенными положительными неотектоническими движениями, что говорит о нарушении изостатической компенсации. Общеизвестно, что здесь находится большинство месторождений железа, меди и ряда других полезных ископаемых Урала. Специфичность рассматриваемой структуры состоит и в том, что в ней имеют место максимальные мощности земной коры - до 47-52 км (см. рис. 4, 5). При

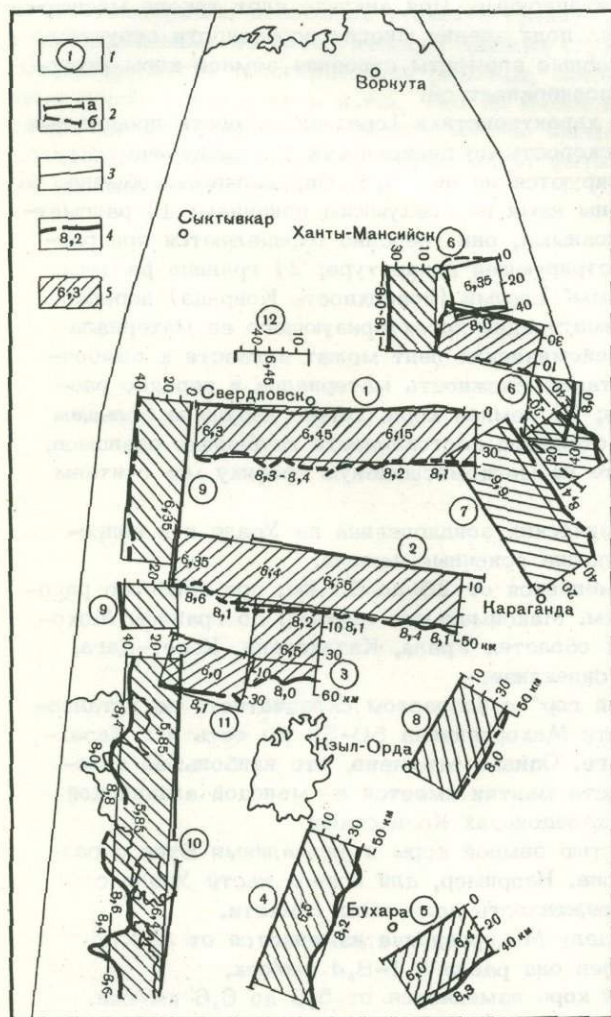


Рис. 4. Схематические данные ГСЗ о земной коре Урала и сопредельных регионов (по Н.И. Халевину, 1972)

1 - номера профилей; 2 - линии наблюдения на местности (а - детальные, б - мало-детальные); 3 - нулевые линии разреза; 4 - поверхность Мохоровичича с граничной скоростью; 5 - земная кора с вертикальной средней скоростью.

Профили (цифры на схеме в кружках): 1 - Свердловский (Дружинин и др., 1969), 2 - Темиртау - Куйбышев (Хрычев и др., 1971), 3 - Актюбинский (Абдулин и др., 1972), 4 - Копет - Даг - Аральское море (Рябой, 1966), 5 - Бухаро-Хивинский (Вольвовский и др., 1962), 6 - Ханты-Мансийск - Омск (Крылов и др., 1970), 7 - Темиртау - Петропавловск (Антоненко, 1969), 8 - Кзыл-Ордынский (Кунин и др., 1970), 9 - Кама-Уральский (Дружинин и др., 1969; Померанцева, 1969), 10 - Атрек-Сагиз (Резанов, Чамо, 1969), 11 - Прикаспийские (Атлас глубинного строения, 1973), 12 - Среднеуральский (Институт геофизики УФАН СССР)

этом наблюдается следующая зависимость между глубиной до границы Моховичича и аномалиями Буге: центральная часть Свердловского профиля ГСЗ (№ 1) характеризуется относительно невысокими положительными отметками  $\Delta g$ , что коррелируется с меньшей глубиной до границы  $M$ , чем на Южном Урале (профили 2 и особенно 3). На север от Свердловского профиля эта закономерность выдерживается, что установлено в районе г. Кушвы (профиль 12). Аномальный характер соотношения мощности земной коры и гравитационного поля обусловлен в основном существенно повышенной плотностью земной коры, выделенной нами в первый тип (зона I на рис. 5). В пользу этого говорит и насыщенность интрузиями и эффузивами основного состава Тагило-Магнитогорского синклиория и значительной части Восточно-Уральского поднятия. Сочетание таких характеристик дает дополнительные аргументы в пользу предположения о связи этой зоны с древним внутрикоровым рифтом [61, 76, 127, 201].

Отмеченные аномальные геофизические параметры зоны I можно использовать при обосновании южной и северной границ Уральской геосинклинали и сочленения ее здесь с соседними регионами. Известно, что на характер южных контуров региона существуют различные точки зрения [1, 15, 52, 118, 126, 228].

Исследованиями ГСЗ на профилях 4 и 5 (рис. 4) установлен первый тип коры - т.е. при увеличенной ее мощности имеют место положительные аномалии Буге. Аналогия выделяемой на этом основании структуры I<sup>a</sup> с Тагило-Магнитогорским синклиорием (зона I) состоит еще и в том, что в обоих случаях имеют место подъемы поверхности "Базальтового" слоя и границы внутри мантии. Последнее установлено на профилях 1 и 4 на глубинах порядка 70-80 км [70, 142]. Такая картина позволяет обосновать продолжение в зону сочленения с Тянь-Шанем основных Уральских структур, выраженных в земной коре и верхней мантии. Основная задача сейчас, видимо, состоит, с одной стороны, в том, чтобы изучить харак-

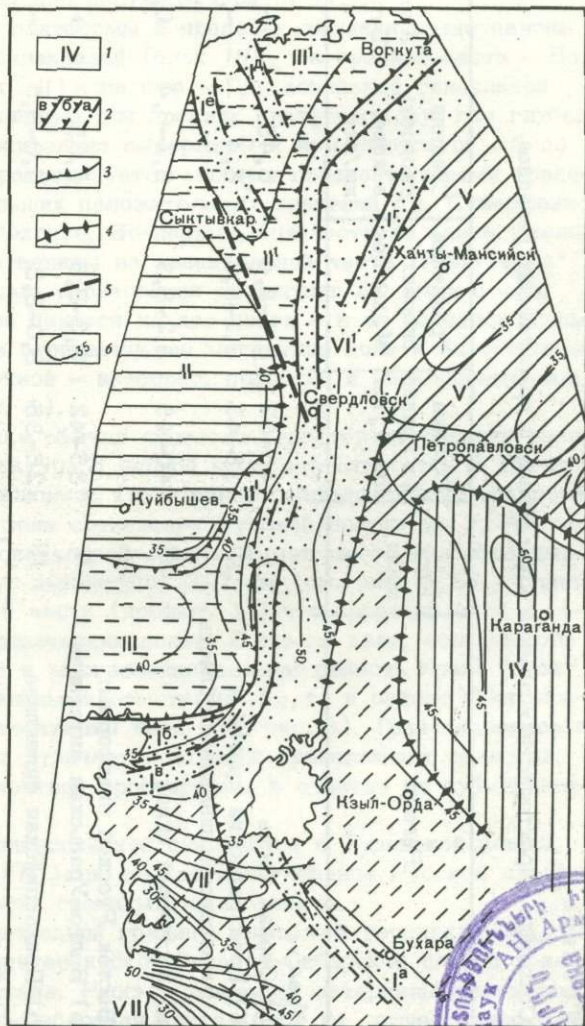


Рис. 5. Схема строения коры Урала и сопредельных регионов (по Н.И. Халевину, 1972)

1 - номера зон и блоков коры; 2 - контуры зон коры первого типа (а - уверенные, б - менее уверенные, в - весьма схематичные); 3 - границы полей различного знака; 4 - границы зон при малом различии полей; 5 - ось зоны повышенной сейсмичности; 6 - изоглубины поверхности Моховичича (в км)



Таблица 1

Основные характеристики земной коры Урала и прилегающих регионов

Регион	Блок коры	Глубина до границы $M$ , км	Граничная скорость $M$ , км/сек	Средняя скорость в коре, км/сек	Аномалии Буге	Магнитное поле	Характер современных движений	Примечания
Урал:								
а) Осевая часть	<i>I</i>	45-52	8,1-8,4	6,45	+	-,+	+	
б) Предуральский прогиб и миогеосинклиналиальная область	<i>II</i> <sup>1</sup>	35-45	8,1-8,6	6,4	-,0	+, -	+	
в) восточный склон	<i>VI</i> <sup>1</sup>	40-45	8,2-8,3	6,2-6,4	0,+	-,+	+	
Восток Русской платформы:								
а) Волго-Уральская антеклиз	<i>II</i>	35-42	8,3-8,5	6,35	+	+, -	+	
б) Прикаспийская синеклиз	<i>III</i>	25-35	8,0-8,5	5,0-8,5	-,+	-	+, -	
в) Тиманское поднятие и Печорская синеклиз	<i>III</i> <sup>1</sup>				+,0	-,+	+, -	Для Тимана аномалии Буге и современные движения положительны (+), а для Печорской синеклизы отрицательны (-).
Центральный Казахстан (западная часть)	<i>IV</i>	43-52	8,1-8,6	6,6	-	+, -	+	Магнитные аномалии здесь имеют обратные знаки
Западно-Сибирская плита	<i>V</i>	33-38	8,0-8,1	6,0-6,2	0	+, -	-	
Туранская плита:								
а) восточная часть	<i>VI</i>	38-43	8,1-8,3	6,0-6,4	0,-	-,+	+, -	
б) западная часть	<i>VII</i> <sup>1</sup>	25-50	8,0-8,8	6,35	+,0	-,+	+, -	
Копет-Даг	<i>VII</i>	25-52	8,4-8,6	6,35	-	+	-,+	

тер земной коры непосредственно под Аральским морем, с другой - установить эпохи, когда эта связь была наиболее выражена.

Сочленение структур Урала и Тянь-Шаня не исключает юго-западного от- ветвления образований Уральской геосинклинали и возможного соединения ее с Донбассом [15]. Здесь по характеру соотношения между глубиной до раз- дела Мохоровичича и аномалиями Буге можно предполагать продолжение Ураль- ских структур в зону  $I^B$ . Правда, гравитационное поле в ней близко к нор- мальному, но значительный прогиб границы  $M$  создает "уральскую" аномальную зависимость этих параметров. Не исключена возможность встречи определен- ных элементов осевой части Урала и в зоне  $I^0$  положительной гравитационной аномалии, но последняя может быть объяснена и подъемом в рельефе мантии. Относительно продолжения осевой структуры Урала на юг можно сказать сле- дующее. Данных ГСЗ здесь недостаточно, но не исключено, что погружение границы Мохоровичича в южной части профиля 4 до 50 км связано с ее ото- бражением.

На севере Уральская геосинклинали область, вероятно, также имеет бо- лее сложное строение и сочленение с другими регионами, чем это предпола- галось ранее. Здесь в дополнение к уверенно трассируемой до Карского моря осевой зоне  $I$  Урала можно наметить также зоны  $I^Г$ ,  $I^Д$ ,  $I^Е$ . Отсутствие дан- ных ГСЗ, естественно, снижает достоверность выделения в них коры первого типа, однако линейность и аналогия в ширине аномалий  $\Delta g$ , в совокупности с некоторыми другими признаками делают такое предположение правомочным и, в частности, служат основанием для постановки работ ГСЗ.

Восточная окраина Русской платформы в пределах площади представлена на севере Тиманом и Печорской синеклизой (блок  $III^1$ ), в средней части - Вол- го-Уральской синеклизой (блок  $II$ ) и на юге - Прикаспийской синеклизой (блок  $III$ ). Блок  $II$  имеет типичную для древних платформ кору, где глубины до границы Мохоровичича относительно выдержаны и изменяются от 35 до 42 км. Поле силы тяжести характеризуется малыми горизонтальными гради- ентами при преобладании небольших положительных значений  $\Delta g$ . Совершенно иная кора в Прикаспийской синеклизе. Во-первых, мощность ее здесь умень- шается до 25-35 км с исчезновением на значительной части "гранитного" слоя [94]. Во-вторых, осадочные образования достигают 20 км и более. В-третьих, синеклиза отчетливо делится на две части - в ее западной поло- вине наблюдаются выдержанное отрицательное магнитное поле и значительные новейшие опускания, а в восточной - наоборот, поднятия и знакопеременные магнитные аномалии (см. табл. 1).

Важным элементом тектоники обычно является характер сочленения разно- возрастных и разнотипных структур. В полной мере это относится к Русской платформе и Уральской геосинклинали. Глубинными сейсмическими зондирова- ниями установлено, что как в зоне сочленения Русской платформы с Уралом, так и Урала с Прикаспийской синеклизой обычно имеет место валообразный подъем границы Мохоровичича с амплитудой 3-7 км (см. рис. 4, 5). Менее выражен этот подъем в средней части (профиль 1), что коррелируется с об- щей меньшей контрастностью физических полей. В самом деле, если на юге и севере Предуральский прогиб и миогеосинклинали область Урала (блок  $II^1$ ) характеризуются отрицательными отметками  $\Delta g$ , то в районе Свердлов- ского профиля ГСЗ картина существенно иная (см. рис. 3). Гравитационное по- ле здесь положительное и мало отличается от поля прилегающих областей. Магнитные аномалии имеют широтное простирание, в отличие от субмеридио- нального на севере и юге.

Пограничная зона между Прикаспийской синеклизой и Туранской плитой (соответственно блоки  $III$  и  $VII^1$ ) так же как и сочленение Русской платфор- мы с Уралом, отражена подъемом границы Мохоровичича.

Менее определено, чем о западной границе Уральской геосинклинали, мож- но судить о сочленении ее с эпигерцинской Западно-Сибирской плитой и кале- донидами Центрального Казахстана. Рассматриваемые материалы позволяют установить следующее. Западно-Сибирская плита (блок  $V$ ) существенно отли-

чается от осевой структуры Урала (блок I) и Центрального Казахстана (блок IV). Мощности земной коры здесь значительно меньше. Разнятся они также и характером неотектонических движений, так как для Западно-Сибирской плиты преобладающими являются опускания (см. табл. 1). Приведенные признаки в совокупности с данными гравиметрии и магнитометрии позволяют предполагать зону сочленения Урала, Казахстана и Западно-Сибирской плиты в районе южнее Тюмени (см. северо-западное замыкание изоглубины 45 км на рис. 5). С учетом особенностей магнитного поля северная граница структурных элементов Центрального Казахстана намечается нами по изоглубине 40 км. Сложнее положение с восточной границей герцинид Урала, так как по рельефу границы Мохоровичича здесь нет выраженного влчичия. Важным элементом мы считаем следующее. В отмеченном выше сочленении Урала, Казахстана и Западной Сибири прослеживается четко выраженная зона положительных магнитных и гравитационных аномалий (см. рис. 2,3). Далее к югу полоса магнитных аномалий протягивается до восточного побережья Аральского моря. В свете сказанного можно считать эту зону восточной границей герцинид Урала (см. рис. 5).

Каледониды Центрального Казахстана (блок IV) характеризуются повышенной (до 43–52 км) мощностью земной коры, т.е. такой же, как и в осевой части Урала (блок I). Однако породы земной коры каледонид обладают значительно меньшей плотностью, что обусловило преобладание отрицательных аномалий Буге (см. табл. 1, рис. 3). Сочленение Центрального Казахстана с восточным краем Туранской плиты (блок VI) происходит по Главному Каратаускому разлому северо-западного простирания, где на профиле 8 (см. рис. 4) наблюдается уменьшение мощности земной коры соответственно с 43–52 до 38–43 км [93].

Из табл. 1 видно, что по мощности земной коры и ряду других характеристик восточная часть Туранской плиты аналогична восточному склону Урала (блок VI<sup>1</sup>). Существенно иная картина в западной части плиты, выделенной в блок VII<sup>1</sup>. Здесь, так же как и в Копет-Даге (блок VII), имеют место максимальные колебания глубин до границы Мохоровичича – от 25 до 50 км. Сложны в этой зоне и элементы неотектоники.

Ранее уже отмечалось, что земная кора Урала и сопредельных регионов нарушена субвертикальными разломами, среди которых значительно число глубинных, выраженных по всей ее мощности и отображенных в верхах мантии [13, 70, 214]. Основными признаками их выделения служат точки дифракции, резкие изменения рельефа и нарушенность основных границ раздела, смены характера волнового поля и т.д. Кроме ГСЗ, глубинные разломы в большинстве случаев отображаются в гравитационном и магнитном полях [2, 9, 37, 43, 70, 90, 112, 160, 170, 216, 235]. Для ряда разломов земной коры установлено аномальное выделение гелия, что позволяет предполагать их активную связь с верхней мантией [38, 39]. Гелиеносность разломов может служить косвенным признаком отображения современных движений земной коры с определяющим влиянием вертикальной компоненты смещения.

В истории развития земной коры и, видимо, всей литосферы Урала и сопредельных регионов кроме вертикальных перемещений немаловажна роль движений с преобладанием горизонтальных составляющих, что приводило, в частности, к надвигам [15, 77, 78, 102]. Трассирование субширотных магнитных аномалий востока Русской платформы (на широте Свердловска) в Предуральский прогиб и миогеосинклинальную часть Уральской складчатой системы позволяет говорить о надвинутости их на малопереработанный фундамент Русской платформы [144]. Увязывая эти факты с преобладанием крутых восточных падений глубинных разломов [187, 214], можно предполагать их причину в перемещении масс верхов мантии в восточном направлении. Рассмотренные материалы позволяют установить следующее.

1. Земная кора Урала и сопредельных регионов характеризуется большой неоднородностью, отображающейся геофизическими данными. Глубинные сейсмические зондирования дают опорные параметры, позволяющие выделить

блоки с разняющимися мощностями земной коры. В большинстве случаев эти блоки характеризуются также теми или иными особенностями физических полей.

2. Максимальные мощности земной коры в 50–55 км выявлены в горных областях Копет-Дага, Урала и Центрального Казахстана. Наименьшие – менее 30 км – наблюдаются в Копет-Даге. На юго-западе Туранской плиты и в Прикаспийской синеклизе. В значительной части областей с минимальными глубинами до границы Мохоровичича отсутствует "гранитный" слой.

3. Установлена специфическая структура земной коры осевой зоны Урала, в значительной мере совпадающей с Тагило-Магнитогорским прогибом. Здесь погружениям границы Мохоровичича соответствует субмеридиональная положительная аномалия силы тяжести. Такая картина указывает на повышенную плотность, фемичность земной коры. Аналогичный характер земной коры юго-восточнее Аральского моря является аргументом в пользу сочленения Урала и Тянь-Шаня. Близкие аномальные гравитационные поля позволяют высказать предположение о разветвлении осевой структуры Урала в северной части Уральской геосинклинали, а также считать возможным продолжение последней на юго-запад и юг. Для проверки этой гипотезы необходимы глубинные сейсмические зондирования.

4. Волго-Уральская антеклиза востока Русской платформы, с одной стороны, Предуральский прогиб и миеогеосинклиналиная область Урала – с другой, характеризуются сходным строением земной коры. Последняя, в свою очередь, существенно разнится от коры осевой части Урала. Между осевой структурой Урала и Западно-Сибирской плитой расположена область восточного склона Урала и Зауралья, которую можно считать переходной, так как здесь отмечаются элементы, характерные для примыкающих с запада и востока блоков. По особенностям строения коры эта область близка к восточной части Туранской плиты.

## Глубинные сейсмические зондирования на пересекающих Урал профилях

### Свердловский профиль

В 1962–1965 гг. Баженовской геофизической экспедицией Уральского территориального геологического управления Министерства геологии РСФСР при участии Института геофизики Уральского филиала АН СССР проведены глубинные сейсмические зондирования Среднего Урала и прилегающих к нему районов восточной окраины Русской платформы и Западно-Сибирской плиты по Свердловскому субширотному профилю (пересечению) протяженностью 1100 км. Наблюдения выполнены вдоль линии Ижевск – Красноуфимск – Ишим (профиль 1 на рис. 4). Результаты исследований широко освещены в печати [66–71, 187, 194, 199].

Методика работ. Наблюдения проводились сейсмостанциями СС-30-60 КМПВ с сейсмоприемниками СПЭН-1 при расстоянии между одиночными приборами или центрами их групп 100 м. Для удалений от пункта взрыва более 100 км применялась фильтрация I – II с полосой пропускания 8–10 гц, а для меньших расстояний – фильтрация II – II с полосой 9–17 гц. Западная часть профиля, в том числе и меридиональный его участок, изучены по системам ГСЗ и КМПВ-МОВ из 7–9 пунктов взрыва с длинами годографа соответственно 260–290 и 50–75 км. Центральная часть пересечения исследована глубинными сейсмическими зондированиями из 5–6 пунктов взрыва при расстоянии между последними порядка 100 км и длине годографа 260–320 км. Для изучения верхней части разреза применялись также наблюдения их трех пунктов взрыва при максимальном удалении до 50 км. На востоке Свердловского пересечения система состояла из 4–6 пунктов взрыва с расстояниями между ними 60 км и длиной годографа 120–240 км. Методика работ была направлена на регистрацию как преломленных, так и отраженных волн от основных границ раздела. Отражениям уделялось особое внимание в ближней

к пункту взрыва области, т.е. при расстояниях 0–70 км от него. Обычно для этой цели применялся смеситель с коэффициентом смешения 25%.

Возбуждение упругих колебаний в основном производилось взрывами в группах скважин глубиной от 5 до 30 м. Величина одиночного заряда и расстояния между скважинами в группе изменялись соответственно от 50 до 400 кг и от 10 до 25 м. Наибольший суммарный вес взрывчатого вещества достигал 4–6 т.

Одновременно с регистрацией волн от специальных взрывов для ГСЗ регистрировались также упругие колебания от промышленных взрывов в основном из карьеров района г. Асбеста. Максимальное расстояние при этом достигло 530 км. Величина зарядов изменялась от 5 до 80 т [187, 191].

Волновая картина. Сейсмический материал отличается большой сложностью и в то же время имеет ряд единых черт, характерных как для различных частей пересечения, так и для сопредельных регионов. Общим для волнового поля Свердловского пересечения является обилие волн на сейсмограммах. По идентичности кинематических и динамических признаков они объединяются в группы, количество которых для земной коры нередко равно 5–9 [70]. Схематизированно волновое поле можно разбить на ряд групп (табл. 2): 1) группа  $K_0-K_1$ , связанная с осадочными и эффузивно-осадочными образованиями; 2)  $K_2-K_2^1$ , характеризующая "гранито-гнейсовый" слой; 3) группа  $K_3-K_3^1$ , связанная с промежуточным слоем (нижняя часть "гранито-гнейсового"); 4) волны  $K_4$ , отождествляемые с поверхностью "базальтового" слоя (граница Конрада); 5) "внутрибазальтовые" группы  $K_5-K_7$ ; 6) группа  $M_0$ , приуроченная к поверхности мантии (граница Мохоровичича); 7) внутримантийные волны  $M_1, M_2$  и т.д., а также осложнения поля в виде дифрагированных колебаний, волн с отрицательными или весьма большими кажущимися скоростями, волн типа "заходов", "усов", "петель" и др. встречаются по всему пересечению, но особенно характерны для Урала [68, 187].

Много общего в различных частях профиля имеется во временном положении групп волн и в соотношении их интенсивности. Как правило, волны, связанные с верхней частью разреза и занимающие область первых вступлений до расстояний 80–100 км, доминируют в интервале 0–60 км от пункта взрыва (табл. 2). В последующих вступлениях здесь в большинстве случаев выделяются группы волн с неустойчивой характеристикой, имеющие высокие кажущиеся скорости и гиперболическую форму годографов. Начиная с 40–70 км интенсивность их возрастает и становится соизмеримой с первыми вступлениями. Интересно отметить, что по мере удаления от пункта взрыва группы волн  $K_4-K_7$ , постепенно приближаясь к первым вступлениям, прослеживаются в узком интервале времен и имеют близкие кажущиеся скорости. При расстояниях порядка 100 км они выходят в первые вступления и образуют сложную интерференционную запись. Более уверенно прослеживаются среди них волны, связанные с поверхностью Конрада –  $K_4$ . Начиная со 100–120 км наилучшей динамической выразительностью обладает группа волн от раздела Мохоровичича –  $M_0$ , амплитуда которой в интервале 100–150 км в 3–5 раз больше остальных колебаний. С этой зоной связана область начальной точки, где наряду с повышением интенсивности обычно наблюдается разрастание группы во времени.

На расстояниях более 180–200 км волновая картина значительно упрощается за счет затухания ряда волн. В первых вступлениях до 240–260 км следятся головные (слаборефрагированные) волны от поверхности Мохоровичича с кажущейся скоростью, изменяющейся от 7,0 до 9,5 км/сек. Они имеют меньшую интенсивность, чем последующие колебания, являющиеся критическими отражениями от этой границы. Скорость последних по мере удаления от пункта взрыва уменьшается в этом интервале расстояний с 9,0 до 7,5 км/сек. Интенсивность группы постепенно убывает. Часто в последующих вступлениях за волнами  $M_0$  прослеживаются близкие по характеру колебания повышенной интенсивности. На расстояниях более 260 км они нередко

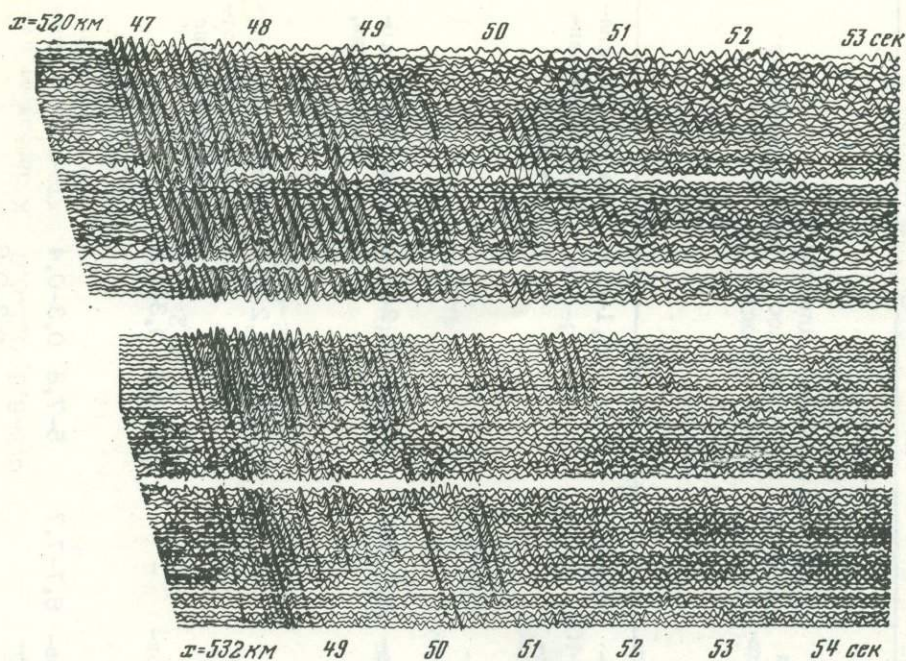


Рис. 6. Ленты при расстоянии 520–532 км от пункта взрыва в восточной части Свердловского профиля ГСЗ

выходят в первые вступления. Группа  $M_0^{отр}$  иногда состоит из двух колебаний, разделенных между собой интервалом времени до 1,0 – 1,2 сек, или же представлена серией разрозненных коротких осей синфазности, не увязывающихся корреляционно между собой. Все это позволяет говорить о том, что раздел Мохоровичича является на значительной части Урала слоем мощностью до 4–6 км, состоящим из чередования сравнительно маломощных отражающих элементов [105, 187].

При регистрации волн от промышленных взрывов в карьерах района г. Асбеста удалось произвести наблюдения до расстояния 532 км. Полученная на наибольшем удалении лента иллюстрируется рис. 6. Установленная здесь волновая картина не может быть проинтерпретирована однозначно. Применяя методические подходы работы [142], можно говорить о слоистости мантии. Однако правомочно также отнесение всей группы волн первых вступлений  $M$  к разделу Мохоровичича сложного строения.

Рассмотренный выше характер волнового поля representative для большей части пересечения, однако на отдельных его частях имеются и весьма значительные отличия, обусловленные особенностями строения земной коры. Так, для ряда участков востока Русской платформы, в частности для Верхне-Камской впадины, характерно аномальное затухание ряда волн: первые вступления здесь обладают повышенной интенсивностью лишь до расстояний 20–30 км. С другой стороны, на этом участке наблюдаются выраженность и преобладание отраженных волн. В отличие от других частей профиля, глубинные отражения прослежены здесь даже в непосредственной близости к пункту взрыва, где они имеют оси корреляции протяженностью до 15–20 км [71, 187]. Преломленные волны обладают относительно повышенной интенсивностью только в области последующих вступлений, при выходе же в первые они затухают, образуя "ступенчатый" годограф. Интервалы прослеживания отражений в закритической области невелики. Исключение составляет группа  $K_2$ , которая следится в последующих вступлениях в виде интерференционного колебания и имеет повышенную интенсивность в интервале 20–80 км от пункта взрыва. К этой груп-

Таблица 2  
Волновое поле Свердловского пересечения

Индекс волны	Граница	Диапазон глубин, км	Интервал прослеживания, км	Интервал прослеживания в первых вступлениях, км	Начальная точка от пункта взрыва, км	Относительная интенсивность	Граничная скорость, км/сек	Время регистрации отраженной волны вблизи пункта взрыва, сек	Длительность, записи, сек	Примечание
$K_0$	Поверхность палеозойских пород - $d_0^k$	0,01-0,15	0,1-60	0,1-40	0,1-0,4	В интервале 0-40 км доминируют	5,0-6,5	0,2	0,1-0,3	Прямая или слаборефрагированная волна
$K_1$	Граница внутри палеозоя - $d_1^k$	0,8-2,5	0-60	-	-	Слабая	6,0-6,7	-	-	-
$K_1^{отр}$			0-10							
$K_2$	Поверхность "гранито-гнейсового" комплекса - $d_2^k$	4-8	20-60	45-60	17-30	Интенсивная	6,2-6,5	1,0-1,6	0,2-0,4	Для Тагильского синклиория, $V_2 = 6,7-7,0$ км/сек
$K_2^{отр}$			0-60							
$K_2^{лотр}$	Граница в "гранито-гнейсовом" комплексе - $d_2^{lk}$	7-10	0-40	-	50-60	Слабая	-	2,4-3,4	0,2-0,4	В основном, прослежена как отраженная волна
$K_3$	Граница в "гранито-гнейсовом" комплексе - $d_3^k$	10-14	55-100	80-100	-	Соизмерима с $K_2$	-	3,2-4,6	0,3-0,6	-
$K_3^{отр}$			0-50							
$K_4$	Поверхность "базальтового" слоя - $d_4^k$	15-24	50-125	100-125	50-70	Интенсивная в интервале 70-100 км	6,7-7,7	5-7,8	0,3-0,4	-
$K_4^{отр}$			0-100						0,3-0,6	
$K_5$	Граница в "базальтовом" слое - $d_5^k$	25	0-140	125-180;	70	Слабая	-	6,3-6,5	0,2-0,6	К западу от пункта взрыва Блиново соизмерима по интенсивности с $K_4^{отр}$
$K_5^{отр}$				разделение затруднено						
$K_6$	Граница в "базальтовом" слое - $d_6^k$	38	0-160		80	"	-	8	0,2-0,6	-
$K_6^{отр}$										
$K_7$	Граница в "базальтовом" слое - $d_7^k$	35	0-180		90	"	-	9,5	0,2-0,6	-
$K_7^{отр}$										
$M_0$	Поверхность Мохоровичича - $d_0^m$	40-47	100-290	180-290	100-160	Интенсивная на 100-160 км	8,0-8,5	13-14	0,3-0,4	-
$M_0^{отр}$			0-250			Интенсивная на 100-250 км			0,4-0,7	
$M_1$	Граница в верхней мантии $d_1^m$	65-80	260-340	260-340	-	Слабая на 260-340 км	$v^x = 8,5-9,3$	-	0,3-0,4	-
$M_1^{отр}$			150-340			Интенсивная на 260-340 км				
$M_0^{ps}$	Поверхность Мохоровичича $d_0^m$	40-47	100-280	-	-	Интенсивная в интервале 90-140 км	-	-	0,5-2	-
$M_0^{ss}$	Поверхность Мохоровичича - $d_0^m$	40-47	100-280	-	100-160	В 2-3 раза выше других (на X-компл.)	-	-	2-5	Самая низкочастотная волна, опорная для $M_0$

пе примыкают и постепенно выходят из нее волны с большими скоростями, обладающие после этого небольшой интенсивностью. Групповая кажущаяся скорость суммарного колебания уменьшается с расстоянием от 7,0 до 6,3–6,2 км/сек. Такие особенности группы  $K_2$  дают основание считать, что наряду с закритической волной от фундамента  $K_2^{отр}$  в ее формировании участвуют отражения от более глубоких горизонтов, а также "подкранные" отражения и "каналовые" волны [71]. Последние связаны с существованием выше поверхности фундамента слоя терригенных образований с относительно пониженными скоростями, перекрытого высокоскоростными доломитами. Действительно, эта группа волн наиболее выражена в Предуральском прогибе и Верхне-Камской впадине, где по сейсморазведочным и каротажным данным в нижней части осадочной толщи установлены слои с пониженными скоростями. На Урале, где начиная с дневной поверхности, развиты значительно дислоцированные эффузивно-осадочные отложения и различные интрузивы, такой волны нет.

Для преломленных (слаборефрагированных) волн  $K_2$  на восточной окраине Русской платформы отмечены высокие кажущиеся скорости, близкие к таковым в карбонатных отложениях, а также малые интервалы регистрации и небольшая интенсивность первых вступлений. Все это позволяет считать, что строение верхов фундамента и покрывающей толщи на Свердловском пересечении, особенно во впадинах и прогибах, отличается от других районов Русской платформы, в частности от Татарского свода [120].

Из других особенностей волновой картины западной части профиля следует указать на большую представительность "внутрикоровых" волн, чем это имеет место в других частях пересечения, причем в интервале расстояний от пункта взрыва 0–60 км они нередко более интенсивны. Число волн изменяется в зависимости от глубины до границы Мохоровичича; в местах поднятий подкорового слоя количество их уменьшается за счет прекращения регистрации отражений от более глубоких горизонтов. Одной из исключительно важных особенностей этого участка следует считать возможность фазовой корреляции на многие километры волн  $K_4$ , отождествленных с границей Конрада (поверхностью "базальтового" слоя). Известно, что на основании работ в ряде регионов иногда ставится под сомнение возможность выделения этой границы, в других же случаях устанавливается ее существенная прерывистость. На востоке Русской платформы имеет место классическое разделение коры на два основных слоя, и граница между ними является выдержанным отражающим и преломляющим горизонтом [71].

Для группы волн  $M_0$  характерной особенностью в западной части профиля является также представительность докритических отражений, которые в интервале 0–90 км для большинства пунктов взрыва динамически выражены и характеризуются осями непрерывной корреляции протяженностью 10–30 км и более.

Анализ записей  $M_0^{отр}$  с различных пунктов взрыва позволяет считать, что наблюдаемые особенности динамических характеристик в первую очередь связаны со структурой подошвы земной коры и переходного слоя на разделе Мохоровичича. Так, значительная интенсивность отражений вблизи пункта взрыва не может быть объяснена, если поверхность Мохоровичича представлена одной границей первого рода. Поэтому предполагается, что здесь имеет место переслаивание относительно маломощных границ (слоев) с повышенными и пониженными скоростями [71].

Переходя к сопоставлению различных частей Свердловского пересечения, остановимся на временах прихода и интервалах регистрации волн, связанных с границей Мохоровичича. Для восточной окраины Русской платформы область начальной точки находится на расстоянии 80–100 км от пункта взрыва, для Урала – 110–130 км, а для Западно-Сибирской низменности – 100–120 км. Интервалы прослеживания  $M_0^{отр}$  также различны. На Русской платформе они следятся до 210 км и по интенсивности преобладают до 150 км. На Урале эти волны фиксируются до 250 км, а интенсивны до 200 км. В восточной части профиля эти величины равны соответственно 240 и 180 км.

Головные (слаборефрагированные) волны от поверхности Мохоровичича в первых вступлениях выделены на западе пересечения в интервале 150–220 км, в центральной части – на расстояниях 180–290 км, а на востоке – на удалении 180–240 км. Таким образом, наибольший интервал регистрации  $M_0$  наблюдается на Урале, наименьший – в Западно-Сибирской низменности. Граничные скорости по поверхности Мохоровичича на восточной окраине Русской платформы равны 8,3–8,5 км/сек [70]. Близкие значения имеют место на Урале, а в Западно-Сибирской низменности они уменьшаются до 8,1–8,2 км/сек. Приведенные значения  $V_2$  характеризуют значительные интервалы профиля. Однако из-за сложного строения раздела Мохоровичича на некоторых сравнительно небольших участках уверенное определение граничной скорости затруднено. Возможно также выделение интервалов с существенно различающимися значениями параметра. Так, в работе И.С. Вольвовского [47] в Тагило-Магнитогорском синклинии отмечены значения  $V_2 = 7,9$  км/сек.

Рассматривая Уральскую часть Свердловского профиля ГСЗ, необходимо подчеркнуть, что главной особенностью волновой картины является большая сложность, дискретность поля, в основном обусловленная существенной нарушенностью и более сложным слоисто-блоковым строением земной коры [68, 187]. Волновая картина на Урале кроме того, нередко осложнена различного рода упругими и электромагнитными помехами (города, поселки, дороги, линии электропередач и т.д.). В дополнение к рассмотренным уже сейсмическим особенностям здесь необходимо отметить следующее. По характеру записи волны  $K_2$ , отождествляемые с поверхностью "гранито-гнейсового" комплекса, можно разделить на две категории. К первой относятся колебания повышенной интенсивности и протяженности, в основном подобные волнам  $K_2$  на платформенной части пересечения, но с более сложной формой. Вторая группа – это колебания с неустойчивой характеристикой, со многими осложнениями фазовой корреляции. Волны первого типа распространены на западном склоне Урала, Центральном-Уральском поднятии и частично в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. Волны второго типа фиксируются в Тагило-Магнитогорском и Восточно-Уральском прогибах, а также в зонах развития гранитоидов. Преобладающие значения граничных скоростей для волн первого типа составляют 6,5–6,7 км/сек, а для второго – 6,9–7,0 км/сек (в прогибах).

Области начальных точек глубинных коровых волн на Урале располагаются на большем расстоянии от источника, чем в прилегающих районах. В интервале 0–40 км отражения  $K_4$ – $K_7$  обычно слабо выражены и представлены отдельными осями синфазности с малыми интервалами корреляции.

Для отражений от раздела Мохоровичича преобладающей формой на Урале является сложная групповая запись. В интервале 0–90 км от пункта взрыва обычно имеют место короткие, различно наклоненные оси синфазности с протяженностью участков фазовой корреляции всего 0,5–1,0 км. При этом группа характеризуется не только сложной, но и длительной, порядка 0,5–1,0 сек, а иногда и 1,5–2,0 сек, записью.

При обычно принятом подходе к интерпретации материалов ГСЗ в группах используются лишь первые волны. Такой прием может быть недостаточным, так как в этом случае теряется информация о "слоистости" границы, которая сама по себе является важным физическим параметром. С целью восполнения этого пробела для Урала в опытным порядке проведена интерпретация встречных годографов в 100-километровом интервале профиля между пунктами взрыва Лебяжье-Северский [105]. Как показывает анализ материала, группу  $M_0^{отр}$  можно разделить на ряд волн, следующих друг за другом без заметного прерыва. Эти волны нередко имеют близкие кажущиеся скорости и частоту, а также и времена прихода. Проследивание этих волн в виде квазипродолжающихся друг друга фаз наводит на мысль о том, что последующие волны-фазы соответствуют более глубоко залегающим отражающим площадкам. При выполненном нами построении площадок по всем фазам, отнесенным к индивидуальным волнам группы  $M_0^{отр}$ , был локализован слой, вертикальная мощность которого

изменяется от 3 до 6–7 км. Поэтому можно считать, что между земной корой и верхней мантией здесь существует зона специфического строения, характеризующаяся серией сравнительно маломощных, нередко различно наклоненных отражающих площадок. Имеются и геологические данные о возможности существования слоя при переходе от коры к мантии. В одной работе [237] обсуждается вопрос о том, что поверхность Мохоровичича может быть обусловлена "фазовым изменением", причем интервал перехода оценивается в 5 км.

Исследования Зауралья и прилегающей части Западно-Сибирской низменности показали, что в волновом поле консолидированной коры по Свердловскому профилю наблюдается следующая картина [68, 70]. "Гранито-гнейсовый" слой характеризуется двумя относительно устойчивыми преломленными волнами  $K_2$  и  $K_2^1$  соответственно с граничными скоростями 6,0–6,5 и 6,6–6,7 км/сек. В области совместного прослеживания эти колебания соизмеримы по интенсивности. Интервал регистрации волны  $K_2^1$  в первых вступлениях значительно больше, чем  $K_2$  и составляет 30–50 км. Из глубинных обычно динамически выражены и прослеживаются со всех пунктов взрыва волны  $K_4$ , связанные с границей Конрада. По динамической выразительности отражение от границы Конрада сопоставимо с закритическим колебанием от границы Мохоровичича. Преломленная и закритическая отраженная волны  $K_4$  прослежены до 140 км, т.е. значительно дальше, чем на востоке Русской платформы. Волны  $K_5$  и  $K_6$ , так же как и на Урале, выражены лишь на локальных участках и представляют собой сравнительно малоинтенсивные колебания с интерференционной записью. Это преимущественно отражения.

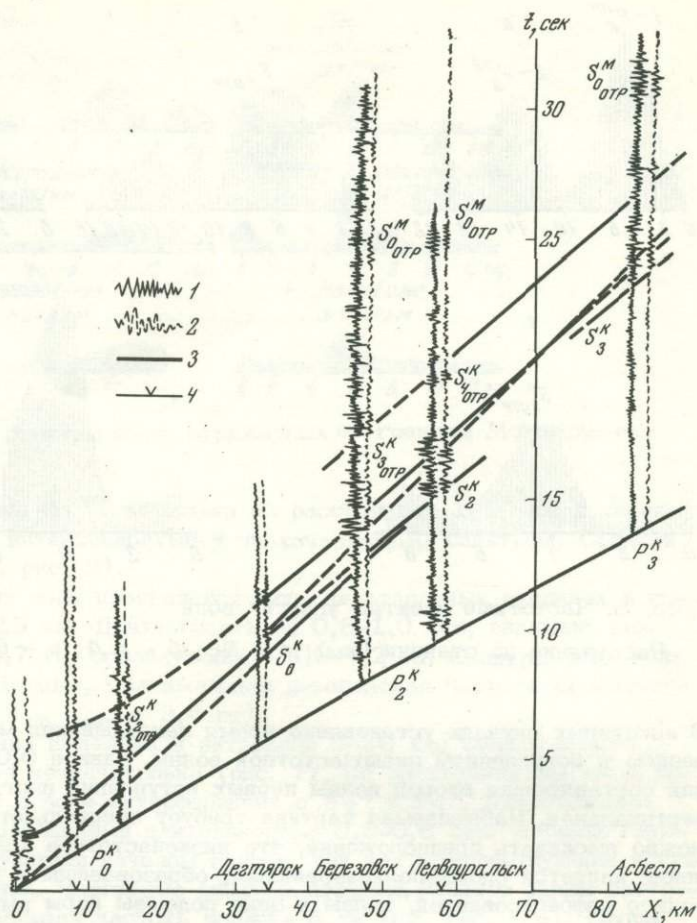
Существенной особенностью волновой картины восточной части Свердловского пересечения являются помехи, обусловленные волнами, связанными с мезо-кайнозойским осадочным покровом [66]. С одной стороны, это интенсивные прямые (преломленные) волны, с другой – большое число кратных, обладающих на некоторых участках значительной интенсивностью. Кратные волны образуются на кровле или подошве зоны малых скоростей, а также на границах внутри мезо-кайнозойских осадков или на поверхности палеозойского фундамента. Волны-помехи получены от всех основных границ раздела земной коры. Для поверхности Мохоровичича зарегистрирована также краткая закритическая волна. Прослежена она с промышленного пункта взрыва – карьера "Асбест" на расстояниях 320–360 и 460–490 км. Кажущиеся скорости этого колебания 6,0–6,6 км/сек, времена регистрации соответственно 56–59 и 72–76 сек. Выделение докритических отраженных волн нередко было невозможно из-за интенсивных волн-помех. После применения направленной группы источников возбуждения колебаний (взрывов) и смесителя удалось их подавить и исследовать глубинные отражения вблизи пункта взрыва [66].

Резюмируя, можно отметить, что большие различия волновых полей наблюдаются между восточной окраиной Русской платформы и западом Западно-Сибирской плиты с одной стороны, и Уралом – с другой. Изменения характеристик имеются, естественно, и в пределах каждого из этих регионов, но они носят уже более частный характер, так как обусловлены относительно менее контрастными особенностями строения структурно-фациальных зон.

Частотные спектры волн при глубинных сейсмических зондированиях на Свердловском профиле оценивались двумя путями. Первый заключается в следующем. Для станций СС-30/60 КМПВ эмпирическим путем было установлено, что при расстояниях от пункта взрыва до 80–100 км целесообразнее применять фильтрацию 2–2 с максимумом пропускания 9–17 гц, а для больших удалений – фильтрацию 1–1 с полосой 8–12 гц. При таких характеристиках и проведены исследования ГСЗ на профиле. Второе направление изучения частотных спектров упругих волн – наблюдения со специальной аппаратурой [203]. Примененная для этой цели шестиканальная станция СЧА-6 была снабжена вертикальными и горизонтальными сейсмоприемниками НС-3 с собственной частотой 3–4 гц. Частотная характеристика усилителей линейна в интервале 3–20 гц. Имелся ряд фильтров. Упругие колебания регистрировались на расстоянии от 1,0 до 285 км при точечной системе наблюдений. Ближние ин-

Рис. 7. Амплитудные графики и теоретические годографы упругих волн. (Теоретические годографы построены с учетом установленного по ГСЗ графика средних скоростей  $\bar{V}=\bar{V}(H)$  и отношения скоростей продольных и поперечных волн, равного 1,7)

1 - фильтрация 8-16 гц, горизонтальный прибор; 2 - фильтрация 2-4 гц, горизонтальный прибор; 3 - теоретические годографы; 4 - пункты взрыва



тервалы (1,0-20,0 км) изучались при типовых взрывах в скважинах, применяемых для ГСЗ, дальние (30-285 км) - также и с помощью промышленных взрывов из пунктов Асбест, Первоуральск, Кушва и Качканар.

На интервале расстояний 1-100 км профильными глубинными сейсмическими зондированиями зарегистрированы группы отраженных и головных волн, характеристики которых даны в табл. 2 [68]. Волны первых вступлений записей станции СЧА-6 по аналогии с непрерывными наблюдениями ГСЗ интерпретируются следующим образом. В интервале 0-40 км следует волна  $P_0^{КВ}$ ; при удалении от пункта взрыва на 48-58 км -  $P_2^{КВ}$ , а на расстоянии 88 км -  $P_3^{КВ}$  (рис. 7). Здесь отмечаются следующие особенности. В первых вступлениях, даже при регистрации на сравнительно высокочастотных фильтрациях, устанавливается низкая видимая частота доминирующих колебаний. При этом группа представлена двумя волнами: первое вступление - это относительно высокочастотная продольная волна  $P^{КВ}$  и последующее - низкочастотная волна  $P^{КН}$ , обычно существенно большей интенсивности. Для интервала расстояний 0-40 км они характеризуются соответственно средними частотами 23 и 8 гц (рис. 8, 9). На удалениях 48 и 58 км в первых вступлениях наблюдается также две волны:  $P_2^{КВ}$  с  $f_{ср. max} = 14,7$  гц и сопутствующее ей низкочастотное колебание с  $f_{ср. max} = 5,5$  гц. Аналогичная картина наблюдается на стоянках 87 - 88 км, где волне  $P_3^{КВ}$  соответствует максимум на частоте 8,3 гц, а колебание  $P_3^{КН}$  характеризуется  $f_{ср. max} = 3,8$  гц. Во всех случаях первая продольная волна маловыразительна, иногда выделение ее возможно только по частотным спектрам. Низкочастотная волна, как правило, четко выражена и представлена трех-четырефазным колебанием длительностью 0,5-0,7 сек.

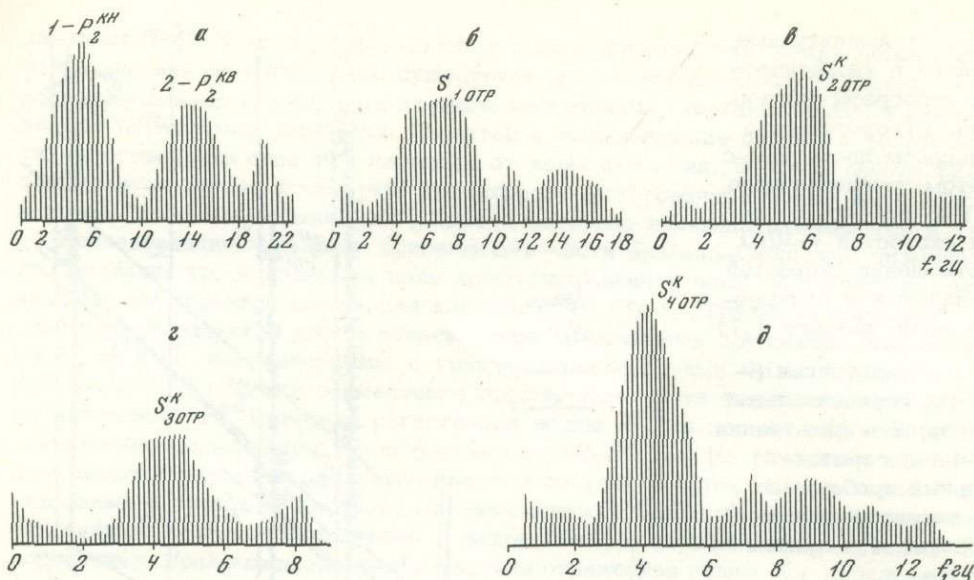


Рис. 8. Частотные спектры упругих волн

Расстояние до станции (км): а - 58; б - 4,4; в - 8,1; г - 34; д - 88

В некоторых случаях установлено время запаздывания между первым вступлением и вступлением низкочастотной волны, равное 0,03 сек. Горизонтальная составляющая второй волны первых вступлений иногда интенсивнее, чем вертикальная. Наблюдаемая картина требует специального изучения. Сейчас можно высказать предположение, что низкочастотное колебание первых вступлений является сложнопolarизованным, образовавшимся из продольной прямой, точнее рефрагированной, волны в зоне подошвы коры выветривания палеозойских пород. Так можно объяснить малую изменчивость характера волновой картины групп первых вступлений, имеющую место в интервале до 90 км, несмотря на смену волн  $K_0$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ . Не исключено также, что это волна  $P_1$ , которая рассмотрена в работе Б.Г. Рулева [141].

Прямая (слаборефрагированная) поперечная волна  $S_0^K$  уверенно прослежена лишь в интервале 34-48 км (см. рис. 7). Длительность ее записи 0,5 сек, видимые частоты 4-5 гц. Годограф волны прямолинеен, а кажущаяся скорость

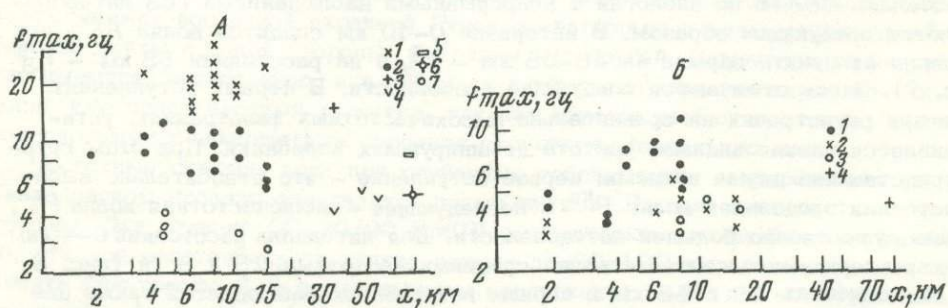


Рис. 9. Графики изменения максимальных частот волн первых вступлений, Ре-  
лея и отраженных поперечных волн

А: 1 -  $P_0^{KB}$ ; 2 -  $P_0^{KH}$ ; 3 -  $P_2^{KB}$ ; 4 -  $P_2^{KH}$ ; 5 -  $P_3^{KB}$ ; 6 -  $P_3^{KH}$ ; 7 - R; Б:  
1 -  $S_{1OTP}^K$ ; 2 -  $S_{2OTP}^K$ ; 3 -  $S_{3OTP}^K$ ; 4 -  $S_4^{OTP}$

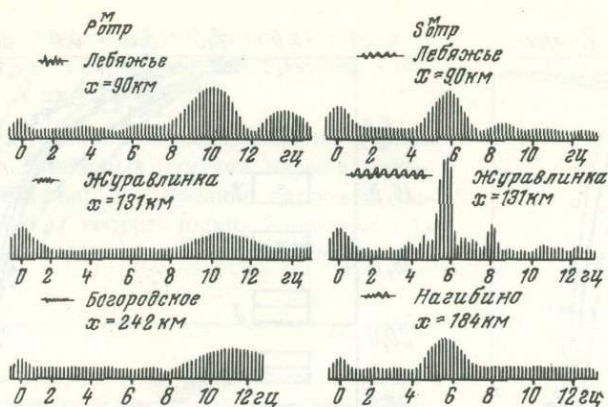


Рис. 10. Частотные спектры волн, отраженных от границы Мохоровичича

равна 3,5 км/сек. Группа  $S_1^{отр}$  выражена на расстояниях 1–10 км и характеризуется повышенной интенсивностью и низкочастотным спектром. Средняя частота ее 6–7 гц (см. рис. 8).

Группа поверхностных волн проявляется лишь на отдельных стоянках в интервале расстояний 4–15 км. Длительность ее 0,8–1,0 сек; видимые частоты первых фаз 3,5–3,7 гц, последующих – 4,0–4,2 гц. Спектры этих волн вообще самые низкочастотные, максимальная резонансная частота их меняется от 2,7 до 4,2 гц ( $f_{ср. макс} = 3,4$  гц).

Группа  $S_2^{отр}$  уверенно выделена в интервале 5–20 км; вблизи пункта взрыва интенсивность ее незначительна (рис. 7). На расстоянии 50 км и более эти волны следятся в зоне интерференции с  $S_2^к$  и  $S_3^к$ . Представлены они низкочастотными колебаниями длительностью 0,6–0,8 сек. Нередко группа  $S_2^{отр}$  является кажущимся началом записи, так как предшествующие вступления бывают невыражены. Частотные спектры простые, чаще с одним экстремумом; средняя максимальная частота порядка 5 гц (см. рис. 8,9). Группа  $S_3^{отр}$  начинает следиться с расстояния 15 км от пункта взрыва. По интенсивности и форме записи аналогичны волне  $S_2^{отр}$ . Максимумы спектров волны находятся в области частот 4,0–5,0 гц. На расстоянии 48–58 км интенсивность этого колебания уменьшается, однако выделение его возможно. Волна  $S_4^{отр}$  прослежена только в интервале 48–88 км. Выделение ее возможно почти на всех фильтрациях. Это низкочастотное многофазное колебание, видимая частота которого 4–5 гц, максимум амплитудного спектра 4,2 гц. Волна отождествлена с волной от поверхности Конрада. На расстоянии 48–88 км выделена группа волн  $S_м^{отр}$ .

В заключение следует отметить, что в интервале расстояний 0–100 км поперечные волны нередко имеют значительную вертикальную компоненту смещения. Это может быть обусловлено следующими факторами: 1) на подошве коры выветривания или в зоне максимальных градиентов скорости верхней части разреза (в глубинах 10–50 м) образуются сложнопolarизованные колебания; 2) с увеличением расстояния от пункта взрыва уменьшается угол выхода "сейсмической радиации" и у отраженной поперечной волны возрастает вертикальная составляющая смещения. С определенного угла она может стать интенсивнее горизонтальной ( $< 45^\circ$ ).

Как уже отмечалось, в интервале расстояний 0–100 км продольные отраженные волны от основных границ на Урале нередко имеют сложную форму и амплитуду, соизмеримую с фоном помех [68, 187]. Интенсивность же поперечных волн часто позволяет коррелировать их даже при точечных системах наблюдения.

Выше говорилось, что сложное строение земной коры Урала предопределило соответствующий характер волнового поля. Поэтому достаточно представительные данные о спектральных характеристиках получены для волн либо доминирующих, либо регистрирующихся на относительно спокойном фоне. На рис. 10 при-

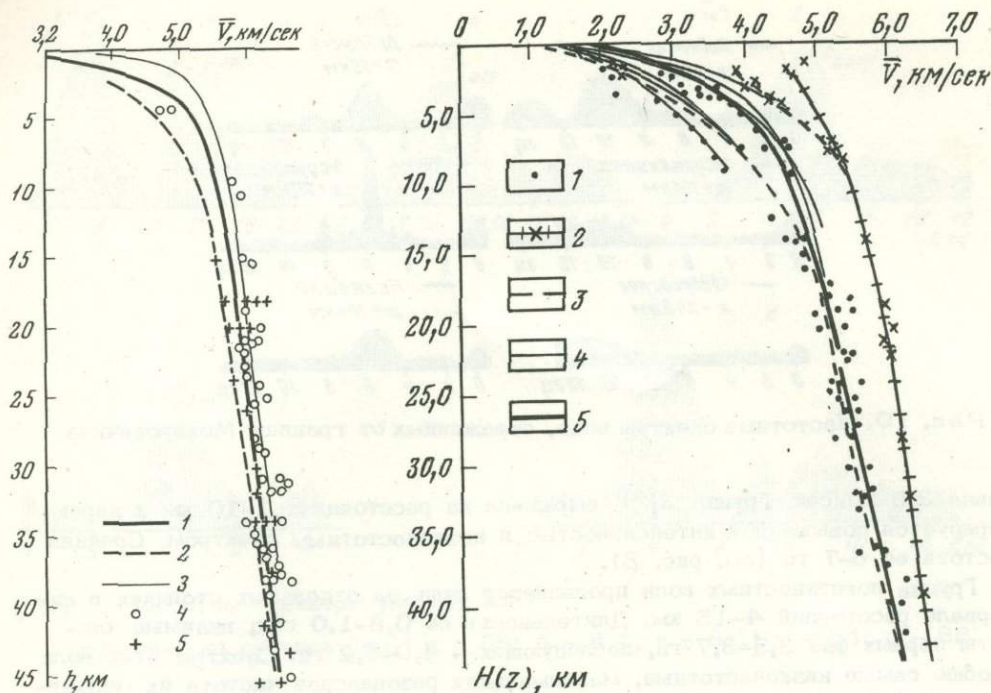


Рис. 11. Скоростные характеристики земной коры по западной части Свердловского профиля (по В.С. Дружинину и др., 1968)

1 - осредненный график, принятый при интерпретации; 2 - скоростной разрез по данным ВНИИ Геофизики; 3 - средние скорости по первым вступлениям; определения методом Вихерта-Чибисова; 4 - определения по двум точкам годографа; 5 - определения по палетке Ю.В. Ризниченко

Рис. 12. Скоростные характеристики земной коры восточной части Свердловского профиля (по В.С. Дружинину и др., 1968)

1 - значения средних скоростей, вычисленные различными способами (по методам встречных разностных теоретических годографов, постоянной разности, по начальным точкам преломленных волн); 2 - осредненная кривая средних скоростей для западной части разреза; 3 - осредненная кривая средних скоростей для восточной части разреза; 4 - значения средних скоростей, вычисленные по способу Вихерта-Чибисова; 5 - кривые  $\bar{V}=\bar{V}(H)$  с учетом влияния отложений мезо-кайнозоя, использованные при интерпретации для западной части профиля

ведены такие данные об отражениях от раздела Мохоровичича в интервале расстояний 90-242 км. Здесь установлены две основные особенности: во-первых, спектр продольных отраженных волн практически не зависит от расстояния и характеризуется частотой 10-11 гц; во-вторых, кроме продольных волн, хорошо выражены и обычно имеют в 3-5 раз большую интенсивность их поперечные аналогичи. Частоты их вдвое ниже - 5-6 гц.

Интерпретация. Анализ и истолкование большого объема сложного сейсмического материала выполнялись в несколько этапов. Приводимые ниже данные основаны на использовании лишь наиболее уверенно выделяемых преломленных и отраженных волн, позволяющих выяснить главные особенности строения земной коры по Свердловскому профилю ГСЗ [60-71, 187, 199]. При интерпретации за основу были приняты блоковая, неоднородно-слоистая модель коры и скоростные разрезы, составленные для восточной окраины Русской платформы, Уральской геосинклинали и Западно-Сибирской низменности (рис. 11-13).

Рис. 13. Скоростные характеристики земной коры центральной части Свердловского профиля (по В.С.Дружинину и др., 1968)

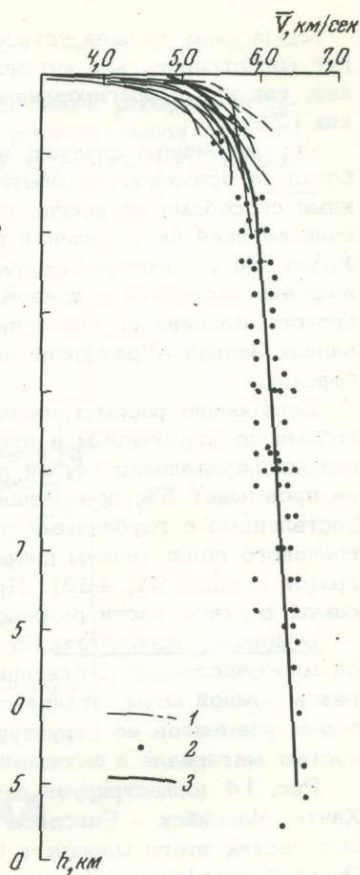
1 - средние скорости, определенные по первым вступлениям для различных пунктов взрыва методом Вихерта-Чибисова; 2 - средние скорости, определенные способом теоретических годографов (по палетке Ю.В. Ризниченко); 3 - осредняющий график  $\bar{V} = \bar{V}(H)$

Эти разрезы получены в результате обработки годографов первых вступлений методом Вихерта-Чибисова и определений эффективных скоростей по годографам отраженных волн. Можно видеть, что увеличение скорости с глубиной наблюдается на всех частях профиля, однако происходит оно по разным законам. Наименьший градиент скорости характерен для центральной части Урала, наибольший - для Западно-Сибирской низменности. Рис. 11-13 иллюстрируют значительные изменения скоростных параметров верхней части земной коры не только в вертикальном, но и горизонтальном направлениях. Особенно это касается упругих свойств пород, залегающих до глубины 4-6 км.

В Уральской геосинклинали дифференцированность разреза по скоростям максимальна: здесь выделяются даже блоки размером 15-20 км с существенно отличающимися параметрами. В Зауралье по значениям скорости до глубин 5-7 км намечены две существенно различающиеся зоны. Западная часть, характеризующаяся меньшими скоростями, представлена Тюменско-Кустанайским прогибом и Тобольским сложным валом, восточная - Вагай-Ишимским полусводом (см. рис. 12). По Уралу латеральные изменения скоростных характеристик в рассматриваемых ниже разрезах не были использованы. Естественно, в ряде случаев такая интерпретация может привести к упрощениям и определенным искажениям, особенно разреза верхней части земной коры. Однако определить скоростные характеристики с высокой степенью достоверности в настоящее время не представляется возможным из-за отсутствия способов, позволяющих учитывать всю сложность строения земной коры. Нужно иметь в виду, что отражения здесь обычно менее представительны, чем для глубоких горизонтов. Основные сведения поэтому берутся из обработки первых волн. А здесь как раз могут быть существенно пониженные точности определения и даже ошибочные характеристики скоростных параметров. Обусловлено это следующими причинами.

1. Форма годографа первых вступлений нередко осложнена влиянием рельефа дневной поверхности, зоной малых скоростей и другими неоднородностями. Применяемые обычно для их исключения осреднения и сглаживания уже сами по себе искажают скоростные характеристики.

2. Ошибочное представление о величине и характере изменения скоростей упругих волн по вертикале может быть получено при обработке методом Вихерта-Чибисова годографов в случае анизотропных сред [5]. Неверный результат дает и неучет изменения скоростей в горизонтальном направлении. Известно, например, что граничные скорости по поверхности палеозойского фундамента на Уральской части профиля изменяются от 4,0 до 7,0 км [68].



3. В ряде случаев установлено, что видимыми первыми вступлениями могут регистрироваться интенсивные отражения, главным образом закритические, так как рефрагированные волны будут рассеиваться на неоднородностях [72].

Из сказанного следует, что попытки детального разделения разреза на блоки на основании обработки первых волн методом Вихерга-Чибисова и близкими способами не всегда приведут к реальному улучшению информации о строении верхней части земной коры сложнопостроенных регионов типа Среднего Урала. Но несомненно следует учитывать такие факты, как существенное превышение скоростей в изверженных породах основного состава Ревдинского габбрового массива по сравнению, например, со скоростью в осадочных образованиях Западно-Уральской зоны складчатости, а также в некоторых других породах.

Построение рассматриваемых ниже разрезов выполнено общепринятыми способами по отраженным и преломленным волнам [49, 129]. Относительная ошибка определения глубин до основных границ по данным отраженных волн не превышает 5%, преломленных — 10%. Зоны нарушений земной коры, отождествленные с глубинными разломами, выделены по аномальным особенностям волнового поля: точкам дифракции, резким затуханием волн, искажению годографов и т.д. [81, 152]. При этом, по возможности, учитывалось влияние самой верхней части разрезов.

**Основные результаты.** По материалам ГСЗ на Свердловском профиле имеются многочисленные публикации [66-71, 187]. Существует ряд вариантов разрезов земной коры, отличающихся как детальностью, так и различием некоторых элементов ее структуры. Последнее обусловлено главным образом сложностью материала и вытекающей из этого неоднозначностью интерпретации.

Рис. 14 иллюстрирует разрез земной коры по профилю Ижевск — Ишим — Ханты-Мансийск — Енисейск — Братск [69]. Методика полевых работ в разных частях этого маршрута протяженностью 3000 км неодинакова. Восток Русской платформы, Урал и западная часть Западно-Сибирской плиты изучены непрерывным профилированием, а основная территория Западно-Сибирской плиты, Енисейский кряж и западная окраина Сибирской платформы — по методике произвольных систем точечных (пунктирных) сейсмических зондирований. Последняя предназначена для регионального изучения основных границ раздела земной коры с выделением крупных зон глубинных разломов и структур поперечником в десятки километров и более [131]. Для выяснения возможности равнодетального освещения глубинного строения часть материалов Свердловского пересечения была переинтерпретирована С.В. Крыловым приемами методики точечных наблюдений [90]. В результате была установлена близость характеристик основных глубинных волн и соответствующих границ раздела на обеих частях профиля, подтвердилась возможность и достоверность выделения крупных особенностей строения по данным точечных наблюдений. На представленном разрезе (рис. 14) по Свердловскому пересечению показаны лишь основные границы для того, чтобы с равной детальностью освещать главные черты глубинного строения.

Осевой части Урала и Енисейскому кряжу свойственна наименьшая выдержанность волнового поля и глубинных сейсмических границ по сравнению с прилегающими платформами. Для всей территории характерно слоисто-блоковое строение земной коры. Внутри каждого блока рельеф границ, число слоев, их мощности и скорости распространения упругих волн относительно выдержаны. Резкие изменения параметров обычно происходят на границах блоков, что служит основанием для выделения здесь крутопадающих зон глубинных разломов, обычно пронизывающих всю толщу коры и уходящих в верхи мантии. Дополнительными критериями выделения глубинных разломов служили точки дифракции, установленные при детальных исследованиях на Свердловском профиле ГСЗ, и корреляция сейсмических особенностей с линейно-вытянутыми региональными магнитными аномалиями и элементами гравитационного поля. Зафиксированное на Свердловском пересечении увеличенное число разломов может быть

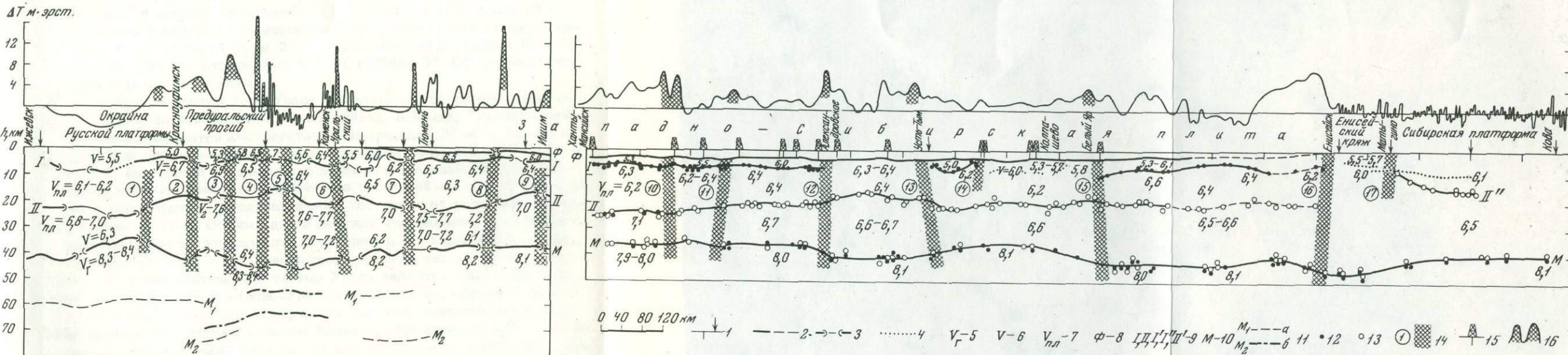


Рис. 14. Сейсмический разрез коры по профилю восток Русской платформы - запад Сибирской платформы (по В.С. Дружинину и др., 1968)

1 - линия профиля с проекцией населенных пунктов; 2 - сейсмические границы; 3 - участки осложнений сейсмических границ; 4 - линии равных скоростей по данным рефрагированных волн; 5 - граничная скорость (в км/сек); 6 - средняя скорость до границы (в км/сек); 7 - пластовая скорость (в км/сек);

8 - поверхность доюрского (палеозойского) фундамента; 9 - границы в толще консолидированной коры; 10 - подошва земной коры (поверхность M); 11 - границы в верхней мантии: а - по сейсмическим и б - по сейсмологическим данным; 12 - глубины по преломленным волнам; 13 - глубины по отраженным волнам (данные точечных сейсмозондирований); 14 - зоны основных глубинных разломов, разделяющие блоки земной коры; 15 - глубокие скважины, вскрывшие фундамент; 16 - график аномального магнитного поля

в некоторой степени связано с различной детальностью сейсмических исследований.

Особенности строения земной коры Урала и сопредельных регионов представляются в таком виде (см. рис. 14). Основные границы земной коры востока Русской платформы характеризуются следующими параметрами: глубины до границ *M*, *II* и *I* изменяются в пределах 34–47, 16–25, 4–11 км, соответственно; пластовые скорости в "гранито-гнейсовом" слое – 6,1–6,2 км/сек, в "базальтовом" – 6,7–6,8 км/сек. Основной особенностью строения недр востока Русской платформы следует считать, с одной стороны, согласованность рельефа поверхностей древнего фундамента (*I*) и Конрада (*II*), с другой – обратный им рельеф поверхности Мохоровичича (*M*), что выражено в изменении мощности базальтового слоя от 8 до 25 км. Для восточной окраины Русской платформы установлена слоистость мантии – на глубине 55–60 км выделена горизонтальная отражающая граница.

Основные границы в земной коре Урала характеризуются следующими особенностями. Глубины до поверхностей Мохоровичича, Конрада, "гранито-гнейсового" комплекса изменяются соответственно в пределах 37–47, 15–24 и 3–8 км. Граничные скорости здесь в целом повышены до 8,2–8,4; 7,0–7,7 и 6,2–7,0 км/сек. Выходящие на дневную поверхность палеозойские образования отличаются широким диапазоном изменения скоростей – от 4,0 до 7,0 км/сек. Связано это с чередованием пород различного состава – от осадочных до изверженных ультраосновных. Общими для Уральской геосинклинали особенностями являются погружение поверхности Мохоровичича – "корни гор", подъем поверхности "базальтового" слоя, повышенные значения скоростей упругих волн. Осевой, наиболее контрастной частью Урала являются Тагильско-Магнитогорский прогиб и часть Восточно-Уральского поднятия, образующие единую структуру земной коры. Характерными ее чертами являются наибольшие погружения границы *M* и подъем границы Конрада, обусловившие общее увеличение мощности "базальтового" слоя до 30 км; существенно повышенные скорости упругих волн и плотности "гранито-гнейсового" слоя, коррелирующиеся с повышенной насыщенностью его основными породами; нередко нечеткое прослеживание границы Мохоровичича, что говорит о возможном наличии коромантийной переходной зоны. Особенностью осевой структуры Уральской геосинклинали является также повышенная нарушенность земной коры, увеличение количества и усложнение конфигурации глубинных разломов. В верхней мантии здесь намечается выпуклая граница, рельеф которой обратен поверхности Мохоровичича. Западная (миogeосинклиналиная) часть Урала отличается от осевой структуры, в частности, повсеместным прослеживанием поверхности древнего фундамента Русской платформы на глубине 3–5 км. Мощность "базальтового" слоя здесь существенно меньше. Граница Уральских структур на западе устанавливается по Михайловской зоне глубинных разломов (разлом 3 на рис. 14).

Восточным обрамлением Уральской геосинклинали следует считать зону, где происходит исчезновение "уральских" особенностей земной коры. Так, после Камышловского (Каменск-Уральского) разлома (разлом 6 на рис. 14) отмечается уменьшение мощности земной коры, скоростей упругих волн и соответственно плотностей. Эти параметры близки уже к установленным для ряда районов Западно-Сибирской плиты [87]. Однако далее к востоку, в западной части Тюменско-Кустанайского прогиба, на площади, тяготеющей к Тюменскому разлому, наблюдается как бы возрождение уральских особенностей в строении земной коры – здесь имеют место характеристики, близкие к синклиналиям Урала. Восточнее же Тюменско-Кустанайского прогиба кора снова близка к типичной для Западно-Сибирской плиты. Необходимо отметить, что коррелирующая с рассмотренной зональность установлена повторными нивелировками вдоль железной дороги Пермь-Свердловск-Тюмень [194].

Западно-Сибирская плита имеет уменьшенную до 35–37 км мощность земной коры. Верхние мантии сложены породами с маломеняющимися граничными скоростями. Для раздела Мохоровичича этот параметр заключен в диапазоне

7,9–8,1 км/сек. Земная кора, так же как и в более западных регионах, разделена на блоки глубинными разломами. Граничные скорости по поверхности складчатого фундамента изменяются от 5,0 до 6,5 км/сек. Среднепластовые скорости распространения упругих волн в "гранито-гнейсовом" и "базальтовых" слоях соответственно равны 6,1–6,4 и 6,5–6,7 км/сек с общей тенденцией к уменьшению в восточном направлении.

На рис. 15 представлен детальный сейсмический разрез земной коры и верхов мантии по Свердловскому пересечению, построенный с широким использованием отраженных волн [70]. Здесь также устанавливается слоистость земной коры с выделением "гранито-гнейсового" слоя ( $d_2^k - d_3^k$ ) с граничной скоростью по его поверхности 6,2–7,0 км/сек, "базальтового" ( $d_4^k - d_7^k$ ) с  $V_2 = 7,0-7,5$  км/сек и поверхности Мохоровичича ( $d_0^M$ ) с граничной скоростью 8,1–8,4 км/сек. Кроме того, между границей в "гранито-гнейсовом" и поверхностью "базальтового" слоев – "промежуточный" слой ( $d_3^k - d_4^k$ ). В толще консолидированной коры выделены многочисленные отражающие границы с неустойчивой характеристикой.

Основной структурой восточной окраины Русской платформы является обширное поднятие поверхности Мохоровичича с амплитудой до 10 км и соответствующее ему погружение границы Конрада на 7–8 км. По поверхности фундамента платформы выделяются три крупных элемента: Верхне-Камская впадина с глубиной залегания докембрийского фундамента 7–9 км. Пермско-Башкирский свод – 3–5 км и Предуральский прогиб – 6–8 км. Во впадине и прогибе, по данным ГСЗ и имеющимся геологическим сведениям, развиты нижнебавлинские отложения мощностью соответственно 5–6 и 1–4 км [103]. Мощность нижнекалтасинских доломитов во впадине 2,2–2,5 км. В области поднятия поверхность древнего фундамента характеризуется граничной скоростью 5,6–6,7 км/сек, в прогибе и во впадине она возрастает до 6,9–7,0 км/сек. Мощность верхней части "гранито-гнейсового" слоя для Верхне-Камской впадины 3–6 км, Пермско-Башкирского свода 6–8 км и Предуральского прогиба 4–6 км. "Промежуточный" слой также имеет различные мощности: 8–13 км для первой структуры, 6–11 км – для второй и 5–9 км – для третьей. Глубина до границы Конрада ( $d_4^k$ ) изменяется от 18 до 25 км. В Верхне-Камской впадине она находится на больших глубинах (20–25 км) по сравнению с Пермско-Башкирским поднятием (18–22 км) и Предуральским прогибом (19–21 км). В связи с упомянутым выше поднятием поверхности Мохоровичича и коррелирующимся с ним погружением границы Конрада мощность "базальтового" слоя меняется существенно – от 8–12 до 20–25 км. Верхняя мантия залегает здесь на глубине 33–34 км, а к западу и востоку она погружается до 42 км. Установлено несовпадение между границами выделенных по ГСЗ блоков земной коры и границами структур, картируемых геологами по осадочным отложениям. По сейсмическим данным можно считать, что блок Верхне-Камской впадины на западе ограничен Камской серией глубинных разломов и на востоке – Чернушинской (1 и 2 на рис. 15). Блок Пермско-Башкирского свода от Предуральского прогиба отделяется Красноуфимским разломом. По строению земной коры профиль II ВНИИ Геофизики и самая западная часть Свердловского пересечения аналогичны [70]. Поверхность фундамента характеризуется здесь уменьшенными до 6,5 км/сек граничными скоростями и испытывает значительный подъем в сторону Татарского свода. Остальная же часть рассматриваемого интервала профиля по строению коры существенно разнится от участков юго-востока Русской платформы, описанных в работе [120]. Материалы ГСЗ Свердловского профиля подтверждают наличие в верхней части разреза между разломами 1 и 2 (см. рис. 15) структуры типа авлакогена. Об этом ранее было высказано предположение по геологическим данным [103]. Глубинное строение этой структуры подобно блоку земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена [153]. Здесь имеют место сокращение мощности консолидированной коры, уменьшение толщины "базальтового" слоя, глубинные разломы в бортовых частях структуры и т.д.

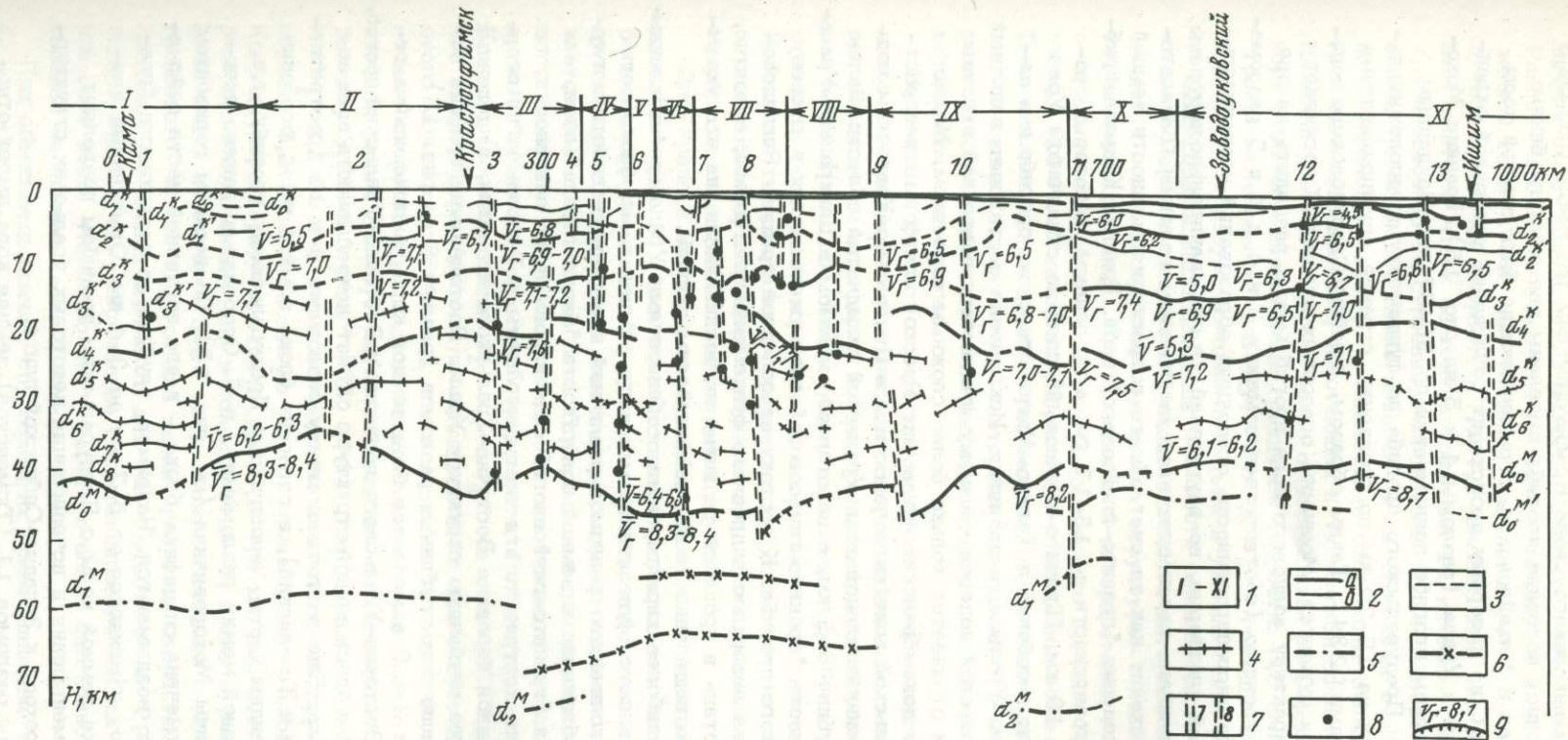


Рис. 15. Сейсмический разрез земной коры по Свердловскому профилю (по В.С. Дружинину и др., 1968)

1 - основные тектонические структуры (по И.Д. Соболеву): I, II - Восточная окраина Русской платформы (I - Верхне-Камская впадина, II - Пермско-Башкирский свод); III-X - Уральская геосинклинальная область (III - Предуральский прогиб, IV - Западно-Уральская зона складчатости, V - Центрально-Уральское поднятие, VI - Тагило-Магнитогорский прогиб, VII - Восточно-Уральское поднятие, VIII - Восточно-Уральский прогиб, IX - Зауральское поднятие, X - Тюменско-Кустанайский прогиб); XI - Западно-Сибирская плита; 2 - сейсмические границы: а - по полным данным, б - по неполным данным; 3 - менее уверенно трассируемые сейсмические границы; 4 - сейсмические границы в земной коре по отраженным волнам; 5 - отражающие границы в подкоровом слое; 6 - границы обмена; 7 - глубинные разломы в земной коре; 8 - точки дифракции, 9 - поверхность Мохоровичича с граничной скоростью в км/сек. Цифры на разрезе 1-13 - номера глубинных разломов

Предуральский прогиб, расположенный между Русской платформой и Уралом, отделен от Пермско-Башкирского свода Красноуфимским разломом (разлом 3 на рис. 15). В восточной половине прогиба выделены две зоны глубинных разломов - Сосновская и Михайловская, ограничивающие блок земной коры со сложным строением, по которому происходит сочленение восточной окраины Русской платформы и Урала (разломы 4 и 5 на рис. 15). Граница Мохоровичича в Предуральском прогибе поднимается до 36-37 км. По данным ГСЗ западная граница Предуральского прогиба по фундаменту предположительно смещена к востоку на 15-20 км по сравнению с ранее опубликованными тектоническими схемами [234]. Таким образом, в районе Свердловского пересечения эта структура сужается. Мощность осадочных отложений достигает здесь 6-7 км. По характеру волнового поля прогиб можно разделить на две зоны: внешнюю и внутреннюю (соответственно между 3 и 4 и 4 и 5 разломами). Во внешней зоне дислоцированность осадочных образований незначительна и близка к Русской платформе, во внутренней же они значительно нарушены.

Уральская геосинклиналь характеризуется увеличением толщины "базальтового" слоя, что происходит как за счет общего возрастания мощности земной коры, так и из-за утонения "гранито-гнейсового" слоя. Граница Конрада приближается к дневной поверхности до 15-17 км, а по данным некоторых работ [67, 178] и до 10 км. "Гранито-гнейсовый" слой на складчатом Урале выделяется неуверенно, особенно в Тагило-Магнитогорском прогибе и в западной части Восточно-Уральского поднятия. Исключение составляет западный склон Урала, где этот слой подобен древнему фундаменту восточной окраины Русской платформы и отличается только более сложным строением. Можно считать поэтому, что докембрийский фундамент Русской платформы распространен в Западно-Уральской зоне складчатости и в Центрально-Уральском поднятии, т.е. в миогеосинклинальной зоне Уральской складчатой области. Залегают он здесь на глубине 3-5 км, с некоторым подъемом в Центрально-Уральском поднятии. Мощность "гранито-гнейсового" слоя уменьшается в сторону Тагило-Магнитогорского прогиба. К востоку от западной границы Ревдинского габбрового массива поверхность древнего фундамента платформы, вероятно, значительно переработана в процессе развития эвгеосинклинали, на что указывает менее уверенное выделение ее по сейсмическим данным.

Таким образом, наиболее характерными особенностями Урала, установленными по данным ГСЗ являются: увеличение мощности земной коры, блоковость строения и большое количество разломов различной представительности и глубины заложения, приближение к земной поверхности "базальтового" слоя, уменьшение мощности "гранито-гнейсового" слоя и повышение основности, т.е. базификация. Наиболее контрастно эти черты выражены в Тагило-Магнитогорском прогибе и западной половине Восточно-Уральского поднятия, выделенных в осевую зону, единую глубинную структуру Урала. Восточная ее граница намечается по зоне Кашинских глубинных разломов (разлом 8 на рис. 15).

Между разломами 8 и 9 намечается блок земной коры, включающий в себя восточную часть Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральский прогиб. Основой для выделения здесь единой структуры служит непрерывность всех основных границ раздела. Еще восточнее, между разломами 9 и 11 (соответственно Камышловский и Тюменский), в строении блока земной коры, особенно его средней части, видны черты, аналогичные Предуральскому прогибу, т.е. территории, заключенной между разломами 3 и 5. Особенно выражено сходство в рельефе границы Мохоровичича (см. рис. 15). По верхним горизонтам коры здесь также отмечена специфика блока - в его восточной части сейсмические границы резко воздымаются. Например, глубина до поверхности "гранито-гнейсового" слоя изменяется от 5-7 км до 3-4 км. Отмеченные элементы аналогии блока земной коры с Предуральским прогибом позволяют считать его зоной уменьшения и исчезновения некоторых уральских структурных элементов и перехода к Западно-Сибирской плите.

К востоку от зоны разломов 11 (Тюменской) земная кора имеет относительно спокойную субгоризонтальную слоистость. Поверхность "гранито-

гнейсового" слоя устанавливается на глубине 3–6 км и характеризуется граничной скоростью 6,0–6,5 км/сек. Мощность этого комплекса 15–20 км. Раздел Мохоровичича испытывает незначительный подъем к востоку; мощность земной коры 37–40 км. Толщина "базальтового" слоя 15 км; он характеризуется граничной скоростью 7,1–7,2 км/сек. Все это дополнительно позволяет считать, что к востоку от разлома 11 исчезают многие характерные для Урала особенности строения земной коры и она приобретает платформенный облик. Наблюдается также подобие ее со строением центральной части Западно-Сибирской плиты [87]. Исключение составляет западная часть Тюменско-Кустанайского прогиба, тяготеющая к Тюменской зоне глубинных разломов. На этом участке наряду с более существенным рельефом границ в земной коре отмечены повышенные граничные скорости: 6,8 км/сек для поверхности "гранито-гнейсового" слоя, 7,5 км/сек – для границы Конрада. Раздел Мохоровичича образует локальный подъем и утолщается в районе разлома.

**Комплексная интерпретация.** Сложность сейсмического материала в значительной мере предопределила неоднозначность интерпретации и как следствие является основной причиной различных структурно-тектонических истолкований геофизических данных. При комплексной интерпретации геофизических сведений о строении земной коры района Свердловского профиля ГСЗ принят следующий подход [194]. В качестве опорных были положены сейсмические материалы. Привлекались также данные гравиметрии, магнитометрии, электротометрии, геологической съемки и результаты повторных нивелировок. Для выяснения строения земной коры наибольший интерес представляет сравнение сейсмических и гравитационных материалов.

На востоке Русской платформы аномалии силы тяжести характеризуются малыми градиентами и интенсивностью, с небольшим уменьшением последней при переходе от платформы к Предуральскому прогибу, особенно в его восточной части (рис. 16). Такое общее изменение  $\Delta g$ , обусловлено увеличением мощности осадочного комплекса и погружением кристаллического фундамента. Небольшие горизонтальные градиенты  $\Delta g$  указывают на то, что аномалиеобразующие объекты с субвертикальными границами раздела если и имеют место, то расположены они на значительной глубине.

Для Урала и Зауралья свойственно выраженное зональное гравитационное поле (см. рис. 3). Аномалии достигают значительных величин и отличаются большими градиентами. Как уже отмечалось, сейсмический разрез характеризуется субгоризонтальной слоистостью, причем наиболее надежно устанавливается граница Мохоровичича. С переменной для различных участков профиля достоверностью протрассированы еще три границы, отождествленные с поверхностью "гранито-гнейсового" фундамента, "промежуточного" слоя и границей Конрада (соответственно  $d_2^k$ ,  $d_3^k$  и  $d_4^k$  на рис. 15). Указывалось также, что земная кора Урала отличается повышенными скоростями упругих волн. Из этого можно сделать вывод, что аналогичен и характер плотностей. Так, граничные скорости для раздела Мохоровичича в западной и центральной частях профиля равны 8,3–8,4 км/сек. Плотность пород верхней мантии принята поэтому 3,25–3,3 г/см<sup>3</sup> [68, 194]. Для Зауралья более характерно значение  $V_p = 8,1$  км/сек, что позволяет считать плотность пород верхней мантии порядка 3,2 г/см<sup>3</sup> (везде до уровня компенсации, равного 50 км). Граница Конрада характеризуется скоростью 7,0–7,5 км/сек, поэтому плотность слоя, расположенного между ней и поверхностью  $M$ , принята равной 2,95 г/см<sup>3</sup>. Залегающая на глубине 3–10 км и отождествляемая с поверхностью "гранито-гнейсового" комплекса граница характеризуется скоростями 6,5–7,0 км/сек. Диапазон изменения плотности для нее соответственно 2,65–2,95 г/см<sup>3</sup>. Можно видеть, что максимально дифференцированными являются самые верхние слои коры, что позволяет говорить о более однородном петрографическом составе ее нижней части и верхов мантии.

При объяснении причин, обусловивших гравитационные аномалии (график  $\Delta g$ , на рис. 16), интерпретация проводилась методом подбора с помощью палетки для двумерных тел. Средние плотности в толще, перекрывающей "гранито-

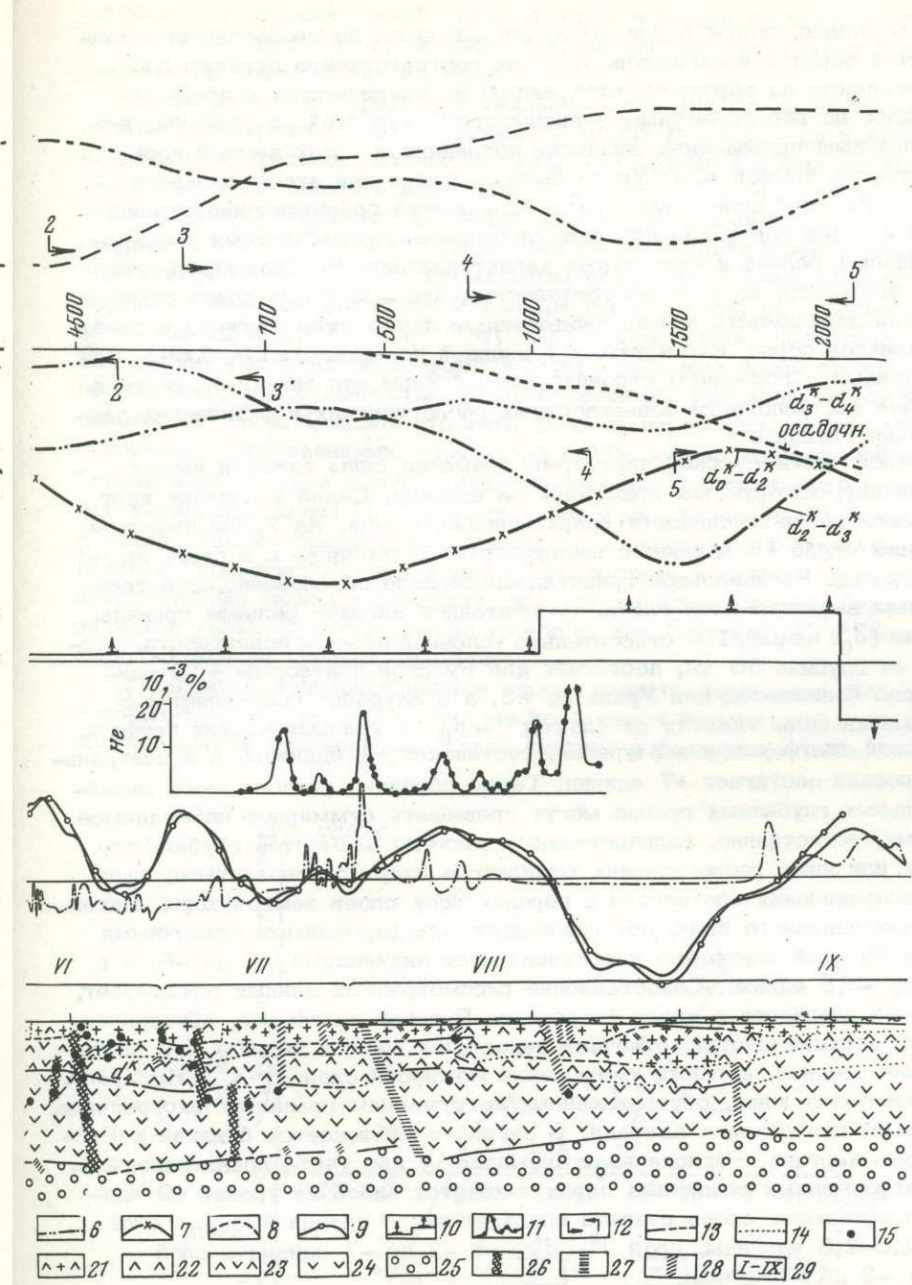
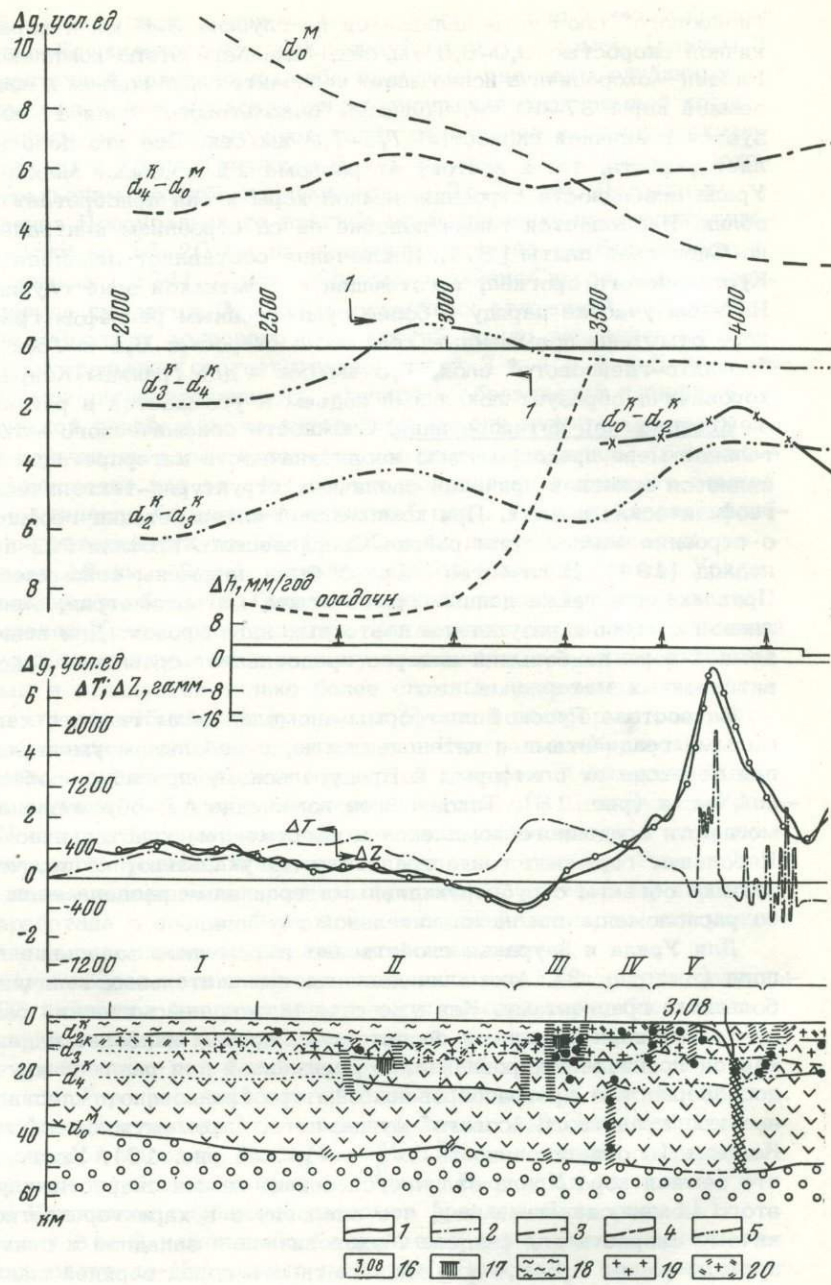


Рис. 16. Схема строения земной коры средней части Свердловского профиля (по Н.И. Халевину и др., 1968)

1 - наблюдаемые значения силы тяжести ( $\Delta g_{\text{набл.}}$ ); 2 - наблюдаемые графики  $\Delta Z$  и  $\Delta T$ ; 3 - гравитационное влияние рельефа границы М; 4 - графики гравитационного эффекта слоя  $d_4^K - d_0^M$ ; 5 - график гравитационного эффекта слоя  $d_3^K - d_4^K$ ; 6 - график гравитационного эффекта слоя  $d_2^K - d_3^K$ ; 7 - график гравитационного эффекта слоя  $d_0^K - d_2^K$ ; 8 - гравитационное влияние платформенных осадочных пород; 9 - вычисленные аномалии силы тяжести; 10 - относительные движения поверхности Земли по данным повторных нивелировок; 11 - аномалии концентраций гелия; 12 - границы зон гравитационных уступов; 13 - границы в земной коре по данным ГСЗ; 14 - плотностные границы, выделенные по аномалии силы тяжести; 15 - точки дифракции по ГСЗ; 16 - Ревдинский габровый массив; 17 - верхние части магнитовозмущающих масс; 18 - оса-

дочный комплекс Предуральского прогиба, Русской платформы и мезо-кайнозойские осадки Зауралья; 19 - осадочные породы, граниты, серпентиниты; 20 - эффузивно-осадочные и метаморфические породы, гранито-гнейсы, зеленые сланцы, порфириды; 21 - гнейсы, сланцы, эффузивы основного состава; 22 - габбро, габбро-амфиболиты; 23-24 - габбро, пироксениты; 25 - эклогиты, перидотиты; 26 - глубинные разломы I типа; 27 - глубинные разломы II типа; 28 - глубинные разломы III типа; 29 - структуры первого порядка: I - Русская платформа; II - Предуральский прогиб; III - Западно-Уральская зона складчатости; IV - Центрально-Уральское поднятие; V - Тагило-Магнитогорский прогиб; VI - Восточно-Уральское поднятие; VII - Восточно-Уральский прогиб; VIII - Зауральское поднятие; IX - Тюменско-Кустанайский прогиб.

Петрографические выделения в разрезе (условные знаки 18-25) проведены по преобладающим расчетным плотностям слоев земной коры и верхов мантии

гнейсовый" комплекс, взяты с учетом предполагаемых по геологическим данным мощностей пород и комплексов. Для них соответственно приняты плотности, определенные по образцам, отобранным на прилегающих к профилю участках. Далее по вероятностным зависимостям скоростей и удельных весов подобраны вышеприведенные значения последних в слоях земной коры. Средняя плотность земной коры Урала была получена при этом близкой к  $2,90 \text{ г/см}^3$ . Основная цель такого расчета — оценка гравитационного действия отдельных слоев коры, для которых глубинными сейсмическими зондированиями выявлены рельеф и скоростные характеристики. Необходимость этого вытекает, в частности, из того обстоятельства, что для Урала давно отмечена корреляционная зависимость между наблюдаемым полем силы тяжести и свойствами комплексов пород, картируемых у дневной поверхности [9, 164]. При отсутствии данных о глубинном строении земной коры это может привести к необоснованной экстраполяции поверхностных геологических и физических данных на большие глубины.

На изученной части Русской платформы аномалии силы тяжести имеют близкую величину, которую мы принимали за единицу. Далее к востоку идет плавное уменьшение интенсивности гравитационного поля. На Урале происходит увеличение  $\Delta g$ , до +6 единиц, с последующим затуханием к востоку до -3 единиц в Зауралье. Региональное гравитационное поле обусловлено, естественно, суммарным влиянием всех слоев. Рассчитанное влияние рельефа границы Мохоровичича ( $d_0^M$  на рис. 16) относительно условной нулевой поверхности, расположенной на глубине 50 км, достигает для Русской платформы +12 единиц. Затем оно понижается для Урала до +3, а в Зауралье составляет +8 единиц. Аномалия силы тяжести от слоя  $d_4^K - d_0^M$  в краевых частях профиля, т.е. на Русской платформе и в Зауралье, составляет +4 единицы, а в центральной части профиля достигает +7 единиц. Таким образом, региональные аномалии от отдельных глубинных границ могут превышать суммарное наблюдаемое поле. Поэтому, естественно, количественные расчеты элементов глубинного строения тех или иных геологических комплексов будут обоснованными лишь при учете распределения плотностей в породах всех слоев земной коры. Интенсивность гравитационного поля, обусловленного платформенными осадочными породами, на Русской платформе характеризуется значениями  $\Delta g$  до -8, а в Зауралье — до -3,5 единиц. Сопоставление рассмотренных данных показывает, что избыточной плотности в низах разреза на Русской платформе, обусловленной подъемом верхней мантии, отвечает недостаток масс в верхней его части — платформенных осадков, а также уменьшение мощности слоя  $d_4^K - d_0^M$ . На Урале, наоборот, недостатку масс, обусловленному погружением границы Мохоровичича, отвечает подъем поверхности Конрада. В Зауралье наблюдается близкая к Русской платформе картина. Региональная аномалия  $\Delta g$  при учете гравитационного действия платформенных осадочных пород находится здесь на уровне +9 единиц. Влияние остальных слоев разреза опускает ее до уровня  $\Delta g_{\text{набл}}$ : слой  $d_3^K - d_4^K$  — 1,0-2,5 единицы, слой  $d_2^K - d_3^K$  — от -2 до -7 единиц и слой  $d_0^K - d_2^K$  от -3 до -7 единиц.

По данным гравиметрии для профиля ГСЗ установлен ряд особенностей земной коры Среднего Урала. Как уже говорилось, она в целом отличается повышенными скоростями и плотностями от сопредельных регионов. Своеобразен здесь и характер зависимости между глубинами до границы Мохоровичича и аномалиями Буге. Остановимся на этом несколько подробнее. Общие глобальные зависимости указанных параметров полно изучены и систематизированы в работе Р.М. Деменицкой [60]. На основании полученных в результате этих исследований зависимостей в ряде случаев делаются попытки воссоздания по аномалиям Буге детального рельефа границы  $M$ , определения мощности базальтового слоя и т.д. [11]. Многообразие особенностей строения земной коры, установленное к настоящему времени глубинным сейсмическим зондированием, не позволяет считать такие подходы обоснованными для горных сооружений, аналогичных Уралу. Для каждого региона должен быть сначала выполнен определенный объем опорных сейсмических зондирований, установлены

особенности корреляционной связи между глубинами до сейсмических границ с  $\Delta g$ , и только после этого можно пытаться экстраполировать полученные зависимости на прилегающие площади.

На Свердловском профиле установлено, что для Урала не только нет общей обратно пропорциональной зависимости между  $H_M$  и  $\Delta g$ , но и нередко даже наблюдается противоположная картина: чем больше глубина до этой границы, тем выше интенсивность аномалий Буге (рис. 17). Это говорит в первую очередь о существенном увеличении плотности земной коры. И действительно, средняя плотность земной коры на значительной части Урала близка к  $2,9 \text{ г/см}^3$ , что вообще можно считать аномальным явлением. В верхней части разреза плотность нередко достигает  $2,75\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$ , тогда как обычно она принимается близкой к  $2,67 \text{ г/см}^3$  [56]. При наблюдаемых скоростных и плотностных характеристиках пород земной коры Урала еще более сложным становится положение с обоснованностью распространенных терминов "гранитный" и "базальтовый" слои. С одной стороны, верхняя часть коры настолько насыщена основными образованиями, что, казалось бы, можно говорить об отсутствии "гранитного" слоя в общепринятом понимании. С другой стороны, тот факт, что каналовые волны  $I_g$  проходят через Урал, казалось бы, говорит о его наличии. Таким образом, пока нельзя дать однозначный ответ на вопрос о характере "гранитного" слоя Урала — его составе и непрерывности распространения. Однако можно утверждать, что относительно слоев с "уральской" физической характеристикой такие термины, как "гранитный" и "базальтовый" слои, вообще не следует применять.

О магнитометрических данных можно сказать следующее. Западнее Тагило-Магнитогорского прогиба имеет место в целом повышенное поле с относительно небольшими градиентами. Такая картина в совокупности со слабой магнит-

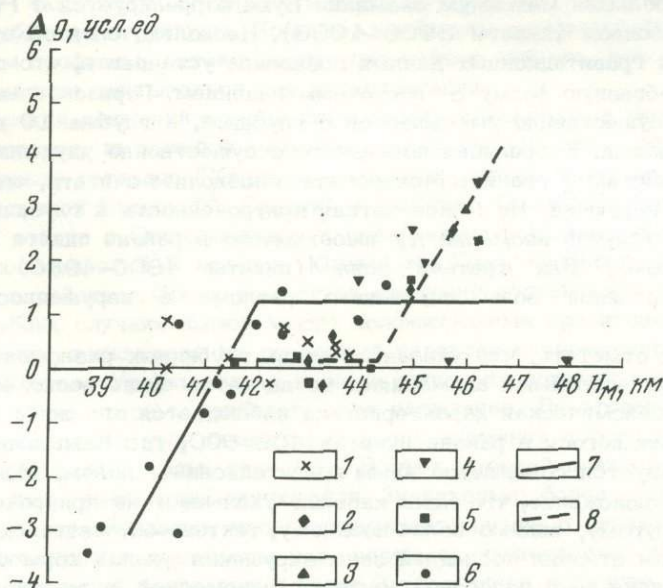


Рис. 17. Соотношение между глубинами до границы Мохоровичича и аномалиями Буге по Свердловскому профилю

1 — величины отношения  $\Delta g$  и  $H_M$  для восточной окраины Русской платформы и Предуральяского прогиба; 2 — то же, для Западно-Уральского поднятия; 3 — то же, для Тагило-Магнитогорского прогиба; 4 — то же, для Восточно-Уральского поднятия; 5 — то же, для Восточно-Уральского прогиба; 6 — то же, для Зауральяского поднятия; 7 — обобщенный график зависимости для поднятий (мегантклиниориев) Урала; 8 — то же, для прогибов (мегасинклиниориев) Урала

ностью пород, выходящих на дневную поверхность, указывает на высокую магнитную восприимчивость докембрийского фундамента. Существенно иное положение в Тагил-Магнитогорском прогибе, Восточно-Уральском поднятии и Восточно-Уральском прогибе. Здесь, наоборот, несмотря на значительную магнитность многих пород, выходящих на дневную поверхность, поле в целом отрицательное. Это говорит об относительно меньшей, по сравнению с западной зоной, магнитности образований верхней части земной коры. В Зауральском поднятии происходит некоторое увеличение напряженности магнитного поля, а в Тюменско-Кустанайском прогибе оно еще более возрастает и аномалии аналогичны наблюдаемым на Русской платформе. Такая картина связана в основном с блоковым строением коры и согласуется в этом с выводами, сделанным по ГСЗ.

Большой интерес представляет оценка возможностей геофизических методов при выделении зон нарушений земной коры, особенно глубинных разломов. Несмотря на то что на последний термин нет единой точки зрения, попытаемся оценить, какими же методами и с какой степенью достоверности можно намечать нарушения в земной коре. Известно, что зоны разломов могут коррелироваться либо с гравитационными ступенями, либо с линейно-вытянутыми аномалиями.  $\Delta g$  относительно небольшой ширины [8, 16, 43, 91, 112, 171]. В первом случае они будут отображать структуры сбросового или флексуобразного характера, во-втором — соответствовать внедрению интрузивных тел основного или ультраосновного состава по зонам глубинных разломов. Сопоставление наблюдаемых на Урале гравитационных аномалий с зонами нарушений, выделяемыми по сейсмическим данным на Свердловском пересечении, позволяет установить следующее. Все три аномалии средней части профиля, характеризующиеся значительными интенсивностью и горизонтальными градиентами, совпадают с зонами сложно построенных глубинных разломов (см. рис. 16). При этом наибольший максимум аномалии Буге коррелируется с Ревдинским габбровым массивом (пикеты 3900-4000). Несколько слов об этом массиве. Интерпретация гравитационных данных позволила установить, что последний имеет пластообразную форму с восточным падением. Горизонтальная мощность этого пласта существенно уменьшается с глубиной, а глубже 10 км остается лишь зона разлома. Корреляция последнего с существенно ухудшившимися акустическими свойствами границы Мохоровичича позволяет считать, что и верхняя мантия здесь нарушена. Не менее четкая приуроченность к глубинному разлому линейно-вытянутой аномалии  $\Delta g$  имеет место в районе пикета 4500 (Кашинский разлом). Для третьей зоны (пикеты 4800-4950) также намечается корреляция зоны глубинного разлома с нарушением верхней мантии.

Необходимо отметить, что указанная связь глубинных разломов с положительными гравитационными аномалиями не является единственно возможной. Так, близкая сейсмическая характеристика наблюдается для зоны глубинного нарушения, имеющегося в районе пикетов 400-600, где Камышловский разлом характеризуется совершенно иным гравитационным полем. Можно поэтому высказать предположение, что такая картина указывает на приуроченность разлома уже к другому, видимо более позднему, тектоно-магматическому циклу. О существенном отличии последней зоны нарушения земной коры свидетельствует и корреляция ее с полосовой магнитной аномалией, в то время как первые три зоны магнитометрией не отражаются. Близкая зависимость отмечается и на западе Западно-Уральской складчатой зоны. В гравитационном поле разломы здесь также не выражены, в магнитном же — фиксируются четко. Таким образом, можно констатировать, что на Среднем Урале имеется по меньшей мере два типа зависимостей, характерных для глубинных разломов: в одном случае им соответствуют полосовые положительные гравитационные аномалии и относительно спокойное магнитное поле, а в другом, наоборот, — четкие линейно-вытянутые магнитные аномалии и отсутствие гравитационных. Можно ожидать, что они относятся к различным тектоно-магматическим циклам.

Корреляционная связь зон нарушений земной коры с границами между поднятиями и прогибами, выделяемыми по геологическим данным, неустойчива: ряд глубинных разломов совпадает с ними (например, Камышловский), другие нет (Кашинский). Последнее позволяет считать, что некоторые контуры структур первого порядка требуют, возможно, корректуры с учетом сейсмических данных.

Важным фактором, подтверждающим обоснованность выделения глубинных разломов земной коры и тем самым представительность разреза (см. рис. 16), служат данные гелиевой съемки [38]. Можно видеть, что зонам нарушения соответствует аномальное содержание гелия, причем наиболее интенсивно оно для глубинных разломов. Кроме повышения общей достоверности выделение последних аномалий гелия указывает также на "живучесть" разломов, видимо неоднократно подновляемых вертикальными движениями блоков земной коры.

Интересен вопрос об определении глубин до магнитных масс и о корреляционной увязке их с сейсмическими данными. Как уже говорилось, большие градиенты магнитных аномалий Среднего Урала показывают, что вызывающие их объекты находятся вблизи дневной поверхности. Другая картина наблюдается в западной части профиля. Здесь по двум магнитным аномалиям определены глубины до магнитных масс [234]. Рис. 15 показывает, что они соответствуют поверхностям сейсмических слоев. Изометрическая аномалия, эпицентр которой расположен несколько южнее пикетов 2700–2800, обусловлена магнитным объектом, поверхность которого находится на глубине 13 км, т.е. ниже фундамента, погруженного здесь на 7 км. Во втором случае линейно-вытянутая аномалия дает глубину до магнитных пород, близкую к его поверхности (пикет 3400). Это позволяет предположить, что на рассматриваемой части Русской платформы и Предуралья прогиба линейно-вытянутые аномалии  $\Delta Z$  ( $\Delta T$ ) чаще могут отображать верхи фундамента, а изометрические — его более глубинные структуры. Конечно, необходим набор сопоставимых данных по другим профилям, однако можно уже сейчас считать, что отмеченная особенность должна учитываться при интерпретации.

С точки зрения движений земной коры, устанавливаемых в результате повторных нивелировок, имеющийся материал может быть подразделен на две части. Во-первых, согласно "Карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы"<sup>1</sup>. Средний и особенно Северный Урал опускаются, причем в районе г. Свердловска и к северо-западу от него интенсивность погружения составляет 5–7 мм/год. Южный же Урал, наоборот, поднимается и, например, в районе г. Орска амплитуда движения достигает 5 мм/год. Тот факт, что в обоих случаях имеют место положительные гравитационные аномалии, возможно, показывает на различный характер современного развития Северного и Южного Урала; если в первом случае происходит изостатическая компенсация, то во втором, наоборот, — ее нарушение. Во-вторых, по данным В.Ю. Скульского, повторные нивелировки вдоль железной дороги Пермь–Тюмень дают следующую картину (см. рис. 16). Восток Русской платформы и Урал стабильны и, как отмечалось, опускаются. Значительно более мобильна и дифференцирована кора Зауралья, что подтверждает мнение о развитии здесь молодых неотектонических процессов; так, например, существенно поднимается блок, соответствующий центральной части Зауральяского поднятия. Этот участок характеризуется пониженным гравитационным полем, что коррелируется с выпуклой границей М и с менее плотной, чем на Урале, верхней частью мантии. Западная граница этого блока совпадает с разломом земной коры, устанавливаемым по сейсмическим данным. Восточнее, в Тюменско-Кустанайском прогибе, выделяются положительными гравитационными аномалиями, земная кора, наоборот, опускается. Это свидетельствует о наличии в Зауралье движений с тенденцией к изостатической компенсации.

<sup>1</sup> Карта демонстрировалась на XV Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза. Москва, 1971 г.

Как уже отмечалось, на значительной части Урала земная кора имеет повышенные скорости упругих волн и плотности. Особенно подчеркнут аномальный характер осевой структуры Среднего Урала – Тагило-Магнитогорского погружения и восточной части Восточно-Уральского поднятия. Расчетная плотность покрывающих границу Конрада пород здесь равна 2,85–2,90 г/сек, а подстилающих – 2,95–3,05 г/сек, что говорит о значительной базификации земной коры. Такая характеристика Тагило-Магнитогорского синклиория в совокупности с широким развитием магматизма позволяет высказать предположение, что здесь имеется зона особого строения, называемая нами глобальным Уральским разломом [197]. Это согласуется со взглядами А.В. Пейве, указывавшего на то, что зеленокаменная полоса Урала может представлять собой пояс глубинных разломов земной коры [113]. В свете сказанного можно объяснить приуроченность подавляющего большинства месторождений меди, железа и других полезных ископаемых к этой структуре.

Имеющиеся геофизические материалы позволяют также высказать соображения по возможной тактовке природы и элементов истории развития осевой части Уральской геосинклинальной области, представленной Уральским глобальным разломом. Геологическая наука в мировом плане большое внимание уделяет рифтам. Считается, что в большинстве случаев рифты характеризуются следующими признаками. Для них типичны относительно небольшая ширина – до 150–200 км, а также наличие параллельных сбросов, протягивающихся по простиранию (Б. Хазен)<sup>1</sup>. При этом протяженность рифтовых зон во много раз превышает ширину. Нередко здесь наблюдается увеличение мощности “базальтового” слоя и прогибание границы Мохоровичича (срединный Атлантический массив, по М. Тальвани и др.). Впадинам соответствуют положительные гравитационные аномалии, а днища долин сложены зеленокаменными породами. Эти признаки характерны и для отождествленного выше с глобальным разломом Тагило-Магнитогорского прогиба (синклиория), что позволяет ставить вопрос об отнесении осевой структуры Урала к древнему рифту, как это уже делается в ряде работ по совокупности других признаков [61, 76, 127].

#### Профиль Темиртау–Куйбышев

В 1961–1964 гг. Казахским геофизическим трестом Министерства геологии КазССР проведены глубинные сейсмические зондирования на Южном Урале и прилегающих к нему территориях Русской платформы, Туранской плиты (Тургайской низменности) и запада Центрального Казахстана (профиль 2 на рис. 4). Протяженность профиля Темиртау–Куйбышев 1400 км. Результаты работ представляются в следующем виде [214, 215].

Методика работ и волновая картина. Непрерывные профильные наблюдения проводились сейсмостанциями СС–30–60 КМПВ и частично с низкочастотной аппаратурой “Плутон”, разработанной в Казгеофизтресте. Сейсмоприемники НС–3 располагались через 150 и 200 м. Сигналы подавались сразу на две группы усилителей станцией СС–30–60 КМПВ. На одной из них фильтры были I–I, а на другой – II–II. Таким образом, обеспечивались увеличение динамического диапазона аппаратуры и частично частотный анализ волн.

Системы наблюдений предусматривали, с одной стороны, годографы протяженностью до 400 км и более при взрывном интервале 200 км. На втором этапе получены годографы длиной порядка 100 км при взрывном интервале 50 км. Взрывы производились в основном в котлованах. Максимальный вес зарядов 5–7 т.

По данным Б.А. Хрычева и соавторов [214, 215], волновое поле было проанализировано по сейсмограммам для двух непрерывных годографов длиной

<sup>1</sup> Доклады на XIV Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза. Цюрих, 1967.

440 и 530 км, сейсмограммам для расстояний 25, 50, 75 км и т.д. из всех пунктов взрыва, а также по полным годографам и графикам прихода первых волн, построенным для расстояний от источника 10, 20, 30 км и т.д., по графикам кажущихся скоростей и амплитудам основных волн, по полям видимых частот. Основные характеристики глубинных волн приведены в табл. 3.

В первых вступлениях вслед за волнами, связанными с осадками, регистрируется преломленная волна, проникающая в консолидированную кору ( $P_0^k$ ). Эта волна доминирует по интенсивности до расстояний 50–100 км от источника. С удалением от пунктов взрыва в области первых вступлений формируется сложный волновой пакет, включающий поздние фазы волны  $P_0^k$ , последующие волны  $P_0^k(n)$  с кажущимися скоростями, равными величинам для  $P_0^k$ , и закритического отражения, приближающиеся к первым вступлениям. Эта интерференционная группа прослеживается в первых вступлениях до смены с волной, преломленной на поверхности Мохоровичича. Длительность записи интерференционной группы колебаний составляет 0,5–1,0 сек; нередко наблюдается быстрое затухание первых экстремумов, смещение максимума огибающей амплитуды в область более поздних времен. Форма годографов волны  $P_0^k$  и интерференционной группы  $P_0^k(n)$  близка к прямолинейной, кажущаяся скорость увеличивается с расстоянием от 5,0–6,0 до 6,3–6,7 км/сек. Это общее увеличение выявляется обычно локальными искажениями и устанавливается лишь по графикам разности времен нагоняющих и нагоняемых годографов. Градиент схождения годографов уменьшается от 0,01–0,03 до 0,002–0,006 сек/км. Указанные авторы [214, 215] считают, что нет оснований для выделения в первых вступлениях волн, образовавшихся на преломляющих границах с более высокими скоростями. Наблюдаемое в ряде случаев повышение кажущихся скоростей не связано с увеличением граничных скоростей, а объясняется недостаточной интенсивностью сейсмограмм, что, по их мнению, приводит к прекращению регистрации экстремумов первых волн и появлению в начале видимой записи волн из последующих вступлений, имеющих большие кажущиеся скорости.

Отраженные от границ в консолидированной коре волны ( $P_{отр}^k$ ), годографы которых образуют поле участков гипербол, регистрируются в последующих вступлениях. Трассирование опорных волн этой группы в пределах Урала и Казахстана затруднено. Прекращение корреляции некоторых осей фиксируется иногда в пределах сейсмограммы, где другие волны, в том числе и отраженные, прослеживаются уверенно. В пределах Русской платформы получены годографы отраженных волн ( $P_{отр}^M$ ) протяженностью до 50 км. Построенные по ним площадки залегают вблизи поверхности Конрада, установленной ранее по профилю II ВНИИГеофизики [120].

Отраженная от поверхности Мохоровичича волна ( $P_{отр}^M$ ) в зависимости от участка доминирует на различных интервалах расстояний до источника, изменяющихся от 100–140 до 180–200 км. На удалении более 180–200 км она входит в интерференционную группу с волнами от внутрикоровых границ. Длительность этого колебания, прослеживаемого до 350 км от пунктов взрыва, возрастает до 1–2 сек.

Волны аномального типа ( $P_{ан}^k$  и  $P_{ан}^M$ ) прослеживаются на интервалах до 10–20 км при различных удалениях от пунктов взрыва. Они часто регистрируются и на нагоняющих годографах. Кажущиеся скорости этих колебаний обычно выше, чем у волн, связанных с субгоризонтальными границами. Годографы аномальных волн, как правило, примыкают или касаются основных годографов. Авторы [214, 215] видят их причину в отражении от крутонаклоненных контактов и дифракции на отдельных неоднородностях.

Сопоставление сейсмограмм для равных расстояний их различных пунктов взрыва позволяет установить следующее. Времена прихода первых волн значительно изменяются, что обуславливается как глубиной залегания фундамента, так и латеральными изменениями скорости в коре. Внутрикоровые отражения зарегистрированы на Русской платформе уже при сравнительно небольших уда-

Таблица 3  
Основные характеристики глубинных волн

Индекс группы волн	Область регистрации	Интервал прослеживания, км
$P_0^k$	Первые вступления	От 0-70 до 80-180
$P_0^k(n)$	Запаздывает относительно $P_0^k$ на 0,3-0,7 сек	От 10-70 до 180-230
$P_{отр}^k$	Последующие вступления	От 10-80 до 180-230
$P_{отр}^m$	То же	От 30-130 до 180-230
$P_{отр}^m + P_{отр}^k + P_0^k(n)$	" "	От 180-230 до 250-350
$P_0^m$	Первые вступления	От 180-230 до 400-530
$P_{ан}^k$ и $P_{ан}^m$	Последующие вступления	Незакономерен

\* За условную единицу интенсивности принята интенсивность волны  $P_0^k$  при  
\*\* Учитывались оси синфазности протяженностью более 2 км.

лениях - порядка 30 км. Построенные по ним границы субгоризонтальны и непрерывны до 20-50 км. По всему профилю, в том числе и на Урале, четкие отражения соответствуют, как правило, наклоненным площадкам протяженностью 3-7 км.

Отраженные от поверхности Мохоровичича волны уверенно выделяются на Русской платформе начиная с расстояний 30-50 км, на Урале - со 100-140 км и в Казахстане - с 80-120 км. Времена прихода волн группы  $P_0^m$  при фиксированных расстояниях минимальны на Русской платформе и максимальны на Урале.

При интерпретации рассмотрена неоднороднослоистая модель, в которой общее повышение скорости с глубиной нарушается ее локальными возрастаниями и уменьшениями по всему разрезу кристаллической коры. Основной особенностью волнового поля этой модели является последовательное затухание первых волн. Отражения от подошвы и кровли каждого слоя повышенной скорости образуют единую интерференционную группу с рефрагированной волной первых вступлений. Сопоставление экспериментальной волновой картины с расчетами показало близость реальной и принятой структур земной коры. Однако характер отражений от внутрикоровых границ и большие изменения параметров первых волн на различных участках профиля не объясняются и такой моделью. Предполагается поэтому, что кора имеет более сложное строение.

**Интерпретация и основные результаты.** Теория количественной интерпретации годографов описанных выше интерференционных волн от сложных сред не доведена до практического применения. Поэтому для изучения основных элементов строения земной коры по рассматриваемому профилю, так же как и по Свердловскому, использованы методы, разработанные для отраженных, рефрагированных и головных волн. Скоростные характеристики изучались по первым вступлениям и отражениям. Как уже отмечалось, первые волны характеризуются

Характер изменения и значения, км/сек	Интенсивность, условные единицы*	Диапазон изменения частот, гц	Средняя протяженность осей синфазности, км
Увеличивается от 5,0-6,0 до 6,3-6,7	От 1 до 0,1-0,01	От 11-15 до 8-10	16
Увеличивается от 5,5-6,3 до 6,4-6,8	От 1-0,1 до 0,1-0,01	От 11-15 до 8-10	15
Уменьшается от 8-15 до 6,5-7,0	0,05-0,01	11-13	8
Уменьшается от 9-16 до 6,7-7,2	От 0,1-0,5 до 0,01-0,1	9-10	13
6,6-7,2	От 0,1-0,01 до 0,005	8-9	14
7,8-8,6	От 0,015 до 0,005	9-10	15
8,0 - ∞	От 1 до 0,005	8-15	8

расстоянии до источника 10 км.

ся увеличением кажущихся скоростей с расстоянием. Поэтому они интерпретировались как рефрагированные. Полученные скоростные параметры (до глубин 15-20 км) были использованы для построения линий равных скоростей (ЛРС) по профилю (рис. 18). Характерной особенностью ЛРС является их субгоризонтальное залегание на протяженных до 100-300 км участках и флексуобразные перегибы в зонах, где смещения изоглубин достигают 5-8 км.

Эффективные скорости по отраженным волнам определялись способами теоретических годографов, квадратичных координат и др. [128]. Далее по ним вычислялись средние скорости и вертикальные времена в функции глубины. Полученные при осреднении этих данных в пределах участков с субгоризонтальным залеганием ЛРС использовались для определения среднеинтервальных скоростей в диапазонах глубин от 10-15 до 35-50 км. По скоростным разрезам, вычисленным по первым волнам и осредненным в пределах участков субгоризонтального залегания ЛРС, и среднеинтервальным скоростям, определенным по отраженным волнам, были рассчитаны лучевые диаграммы, по которым методами полей времен строились сейсмические границы.

Для Уральской части профиля Темиртау - Куйбышев средние скорости близки к установленным на соответствующих интервалах Свердловского профиля, иллюстрируемым рис. 13. Это говорит об обоснованности использования интерпретации здесь единых скоростных характеристик. Относится это, естественно, главным образом к средней и нижней частям земной коры. По скоростным характеристикам в западной, Уральской части профиля Темиртау-Куйбышев, так же как и на Свердловском пересечении ГСЗ, наблюдается разделение земной коры на три блока. В верхней части разреза более низкими скоростями характеризуются восток Русской платформы и Предуральский прогиб, с

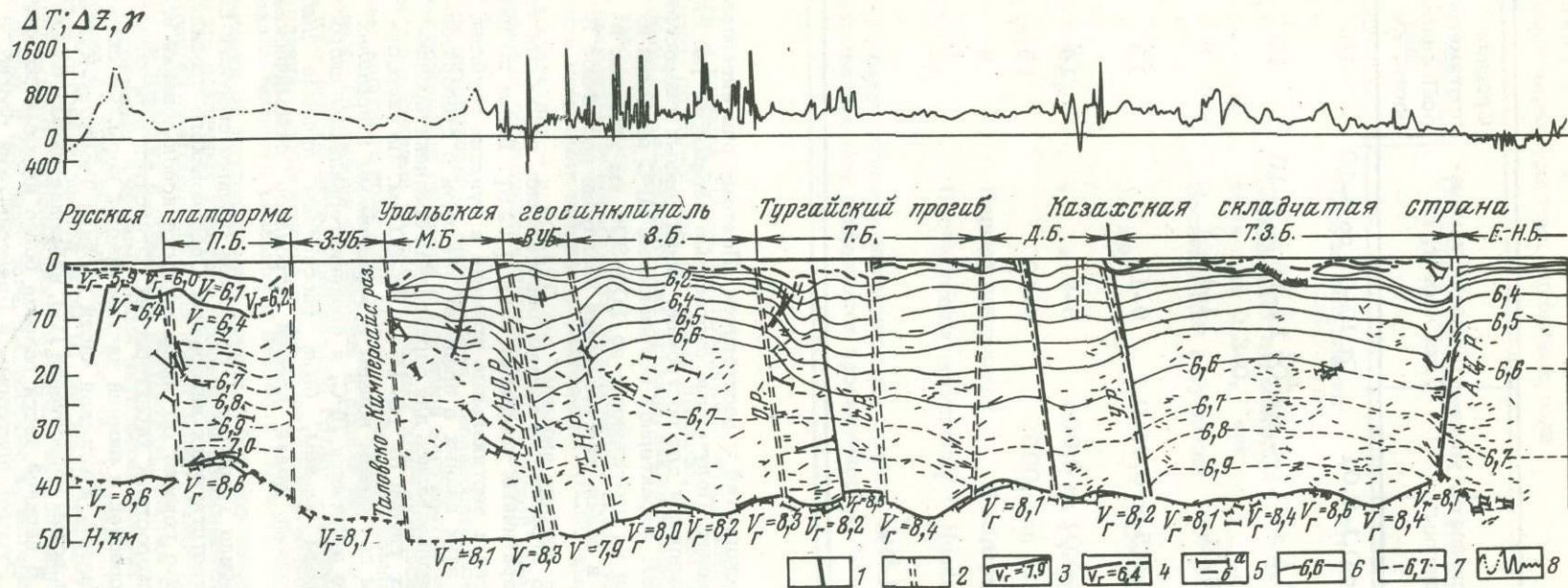


Рис. 18. Разрез земной коры по профилю Темиртау – Куйбышев (по Б.А. Хрычеву и др., 1973)

1 – тектонические нарушения; 2 – зоны глубинных разломов; 3 – граница Мохоровичича с граничной скоростью; 4 – преломляющие границы в коре с граничной скоростью; 5 – отражающие горизонты (а – уверенная граница, б – менее представительная); 6 – линии равных скоростей; 7 – менее уверенные линии равных скоростей; 8 – график аномального магнитного поля  $\Delta T, \Delta Z$  гамм

Структуры (блоки): П.Б. – Предуральский; З.-У.Б. – Западно-Уральский; М.Б. – Магнитогорский; В.-У.Б. – Восточно-Уральский; З.Б. – Зауральский; Т.Б. – Тургайский; Д.Б. – Джаркаингачский; Т.З.Б. – Тенизский; Е.-Н.Б. – Еремантау-Ниязовский. Разломы: Н.-О.Р. – Новооренбургский; Т.-Н.Р. – Турутинско-Наследницкий; О.Р. – Опановский; С.Р. – Севастопольский; У.Р. – Улугауский; А.-Ц.Р. Аксу-Целиноградский

одной стороны, и север Туранской плиты (Тургайская низменность) — с другой. Иллюстрировать это можно следующим примером. На глубине 10 км скорости в этих структурно-тектонических зонах соответственно равны 6,0 и 6,2 км/сек. На Урале же для этого интервала глубин скорость продольных волн равна 6,4 км/сек. Однако уже на глубине 25 км скорости на Урале и в Тургайском блоке (см. рис. 18) сравниваются, а на Русской платформе наблюдается повышение  $V_{\text{п}}$  до 6,8 км/сек. На глубине же 45 км они соответственно равны 6,8; 7,0 и 7,2 км/сек.

Сопоставление полученных результатов с материалами ГСЗ на сопредельных территориях свидетельствует о близости глубин до фундамента и поверхности М, а также средней скорости в коре. Особенностью исследований по профилю Темиртау — Куйбышев следует считать использование при интерпретации линий равных скоростей. Вместе с тем Б.А. Хрычев приходит к выводу, что при применявшейся методике работ на профиле нет возможности для объединения в маркирующие сейсмические границы отдельных отражающих площадок [ 215 ].

Блоки земной коры с горизонтальными размерами 100–300 км на профиле Темиртау—Куйбышев характеризуются относительной стабильностью скоростного разреза, выдержанной мощностью слоев, близкими отражающими свойствами поверхности М, насыщенностью и протяженностью наиболее выраженных отражающих площадок и определенным взаимоотношением их пространственного положения со структурой ЛРС. Блоки эти, как правило, совпадают с тектоническими зонами. На их границах обычно наблюдаются флексуобразные перегибы ЛРС и изменение мощности земной коры, а иногда и гравитационных и магнитных полей. К ряду этих зон приурочены крутопадающие контакты и наклонные отражающие площадки. Границы блоков, как правило, совпадают с региональными разломами, установленными ранее по геологическим данным. Сводные данные о разломах и блоках приведены в табл. 4 и 5.

В рассматриваемых таблицах нужно отметить следующее. Блоки Русской платформы и Предуральского прогиба характеризуются уменьшенной до 35–40 км мощностью коры и особенно ее консолидированной части (28–34 км). Для них также показательны существенная субгоризонтальная расслоенность коры, высокие скорости в ее нижней части, включая и границу Мохоровичича, обратные структуры рельефа ее и поверхности фундамента. Здесь же отмечаются лучшие отражающие свойства поверхности М и выделяются волны, отождествленные с границей Конрада. Миогеосинклинальная часть Урала не изучена из-за сложного гористого рельефа местности.

Уральская эвгеосинклиналь характеризуется повышенной мощностью коры, высокими скоростями и большими их градиентами в верхней части коры, что отражено неглубоким положением ЛРС — 6,6 км/сек. Для нее также показательно появление резких, большей частью вздымающихся на запад, отражающих площадок вблизи границ блоков. Граничные скорости по поверхности М здесь понижены до 7,9–8,1 км/сек, а сама она характеризуется слабыми отражающими свойствами. Локальные отражающие площадки в коре, как правило, имеют несогласное с ЛРС залегание, что может быть связано, в частности, с отражениями на границах локальных волноводов. На возможность инверсии скорости может указывать и сравнительно быстрое затухание первых экстремумов соответствующих рефрагированных волн. Преобладающее вздымание площадок в одном направлении, возможно, свидетельствует о существенной роли субгоризонтальных подвижек.

Тургайский блок ограничен с запада Опановским разломом (см. рис. 18). Этот блок существенно отличается от Уральских структур и близок к Джаркаингачскому, входящему в Казахскую складчатую страну. По сравнению с Уралом здесь меньше мощность коры, относительно низкие скорости в ее верхней части и более высокие — в нижней. Средняя часть Тургайского блока в районе Центрально-Тургайской структурной зоны по ряду особенностей земной коры может быть параллелизована с Предуральским прогибом. Здесь также отмечаются обратные соотношения рельефа поверхностей догерцинского фундамента и Мохоровичича, повышенные граничные скорости последней.

Таблица 4. Глубинные разломы и признаки их выделения

Наименование разломов	Региональный характер по признакам		Крутонаклонный контакт по отраженным волнам
	геологическим	гравимагнитным	
Западно-Предуральский	-	+	+
Восточно-Предуральский	+	+	-
Таловско-Кимперсайский (западная граница Магнитогорского блока)	+	+	-
Новооренбургский И Бриловский (восточная граница того же блока)	+	+	-
Тарутинско-Наследницкий (западная граница Зауральского блока)	+	+	-
Опановский и Центрально-Тургайский (западная граница Тургайского блока)	+	+	+
Севастопольский	+	+	-
Новомихайловский (восточная граница Тургайского блока)	+	+	-

Примечание. Знак + (плюс) означает наличие признаков, знак - (минус)

Таблица 5. Характеристика блоков земной коры означает их отсутствие

Регион	Блок	Размер по линии профиля, км	Средняя мощность, км	
			земная кора	осадочный слой
Русская платформа	Юго-восточный склон платформы	80	39	4
	Предуральский	120	36	8
Уральская геосинклиналь	Западно-Уральский (миогеосинклиналь)	80	42	0,01
	Магнитогорский	100	49	0,01
	Восточно-Уральский	60	48	0,01
	Зауральский	160	45	0,01

Примыкание наклонных отражающих площадок	Уступ по поверхности М	Уступ по поверхности фундамента	Флексура по ЛРС	Точки дифракции
+	+	+	-	+
-	+	+	-	-
+	+	-	-	-
+	-	-	+	-
+	+	-	+	-
+	-	+	+	+
-	+	+	-	+
-	+	+	-	+

Глубина залегания изолинии скорости, км		Средняя скорость, км/сек		Особенности залегания протяженных отражающих площадок
изолиния 6,6 км/сек	изолиния 6,8 км/сек	в коре	на поверхности М	
18	25	6,1	8,3-8,6	Субгоризонтальное
18	25	6,0	8,3-8,6	
-	-	6,35	8,1	Наклонное (10-30°), большинство воздымается к западу
14	49	6,45	8,1	
23	35	6,45	7,9-8,1	
14	45	6,45	8,0-8,3	

В 1965–1968 гг. Институтом геологических наук им. К.И. Сатпаева Академии наук КазССР проведены геофизические исследования на субширотном профиле протяженностью 325 км, пересекающем Мугуджары (профиль 3 на рис. 4).

Методика работ и волновая картина. Комплекс исследований состоял из глубинных сейсмических зондирований преломленными и отраженными волнами, метода обменных волн землетрясений (МОВЗ), среднечастотной сейсморазведки, магнитотеллурических зондирований, а также гравиметровой и магнитной съемки [1, 2, 13, 106]. ГСЗ проводились станциями Поиск-КМПВ и СС-30-60 КМПВ с сейсмоприемниками СПЭН-1, располагавшимися по профилю через 150 м. Наблюдения по методике корреляционного метода преломленных волн выполнены при трех пунктах возбуждения упругих колебаний; взрывы производились как в скважинах, так и в водоемах. Максимальная длина годографа была 327 км, получен также ряд годографов протяженностью 157 км. При среднечастотных исследованиях методом отраженных волн применены детальные системы наблюдения. ГСЗ методом отраженных волн проводилось в центральной части профиля в интервале 130 км. Расстояние между пунктами взрыва было равно 30 км; длина годографа 40–90 км. Применялось линейное группирование по девять приборов на канал. Расстояние между центрами групп 150 м, база группирования 200 м, расстояние между сейсмоприемниками 20 м. Регистрация обменных волн удаленных землетрясений производилась круглосуточно с использованием сейсмологических станций регионального типа и аппаратуры типа "Земля" с приборами ВЭГИК. Продолжительность наблюдений на каждом пункте 10–12 дней. Расстояние между станциями по профилю было 8–10 км.

Блочное строение района обусловило сложное волновое поле, на котором сильно сказываются также неоднородности верхней части разреза [2]. Наиболее сложная картина зарегистрирована в западной части профиля. На сейсмограммах здесь волны нередко коррелируются неуверенно; часто наблюдаются их смены. Кажущиеся скорости меняются в широких пределах. Волны нередко плохо разрешены по времени. Интенсивность их колеблется значительно. При удалении от источника на 120–150 км первые вступления имеют малые амплитуды, часто сравнимые с фоном микросейсм. Кажущиеся скорости первых волн изменяются в широких пределах. Так, в средней части профиля уже вблизи пункта взрыва +150 они равны 5,4–5,6 км/сек. С удалением на 150–170 км скорости увеличиваются до 6,4–6,7 км/сек. На западной окраине профиля (около ПВ-20) выявлены аномально низкие скоростные характеристики первых волн (3,5–3,8 км/сек). Но при удалении от последнего пункта на 30–150 км скорости уже больше, чем при тех же расстояниях по встречному годографу из ПВ-150. Большая часть стабильных волн относится к за- критическим отражениям. Для поверхности Мохоровичича они имеют доминирующую интенсивность и уверенно прослеживаются с 120–130 км.

Интересные данные были получены среднечастотной сейсмикой. При наблюдениях с остронаправленными группами сейсмоприемников на сейсмограммах регистрируются отражения, многие из которых поддаются фазовой корреляции на протяжении до 10–15 км. Оси синфазности имеют скорости до 8–15 км/сек и более. Довольно часты годографы с отрицательными кажущимися скоростями. Большинство волн относится к однократным продольным отражениям.

Сейсмологические материалы весьма представительны, так как содержат информацию о 120 удаленных землетрясениях, записанных с отчетливыми вступлениями обменных волн. Находящиеся вблизи дневной поверхности эффузивные и интрузивные высокоскоростные образования обусловили сравнительно большие углы падения волн на плоскость регистрации (20–45°), что, в свою очередь, предопределило значительные амплитуды горизонтальных составляющих предельных волн. Это усложнило записи сейсмограмм. Наиболее резкие вступления имеют волны, обменявшиеся на верхних границах раздела. Преоб-

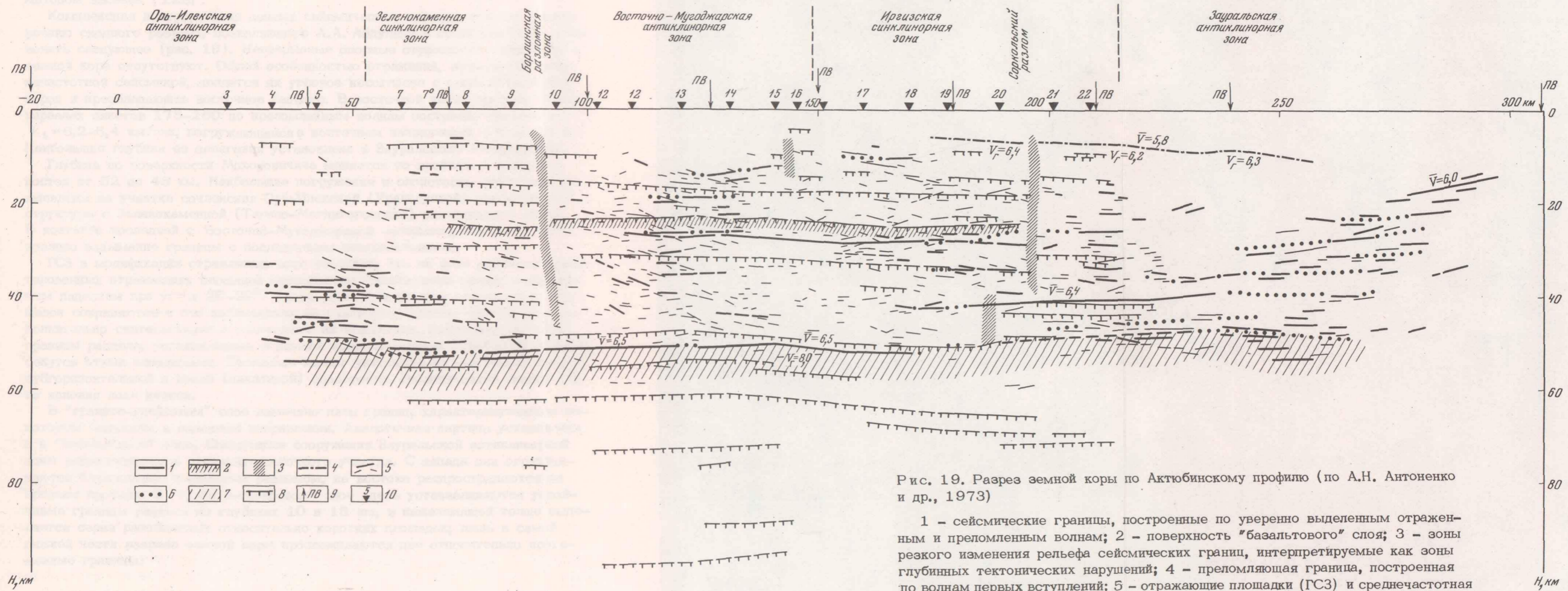


Рис. 19. Разрез земной коры по Актыубинскому профилю (по А.Н. Антоненко и др., 1973)

1 - сейсмические границы, построенные по уверенно выделенным отраженным и преломленным волнам; 2 - поверхность "базальтового" слоя; 3 - зоны резкого изменения рельефа сейсмических границ, интерпретируемые как зоны глубинных тектонических нарушений; 4 - преломляющая граница, построенная по волнам первых вступлений; 5 - отражающие площадки (ГСЗ) и среднечастотная сейсморазведка; 6 - условные отражающие и преломляющие горизонты; 7 - границы земной коры - поверхность Мохоровичича; 8 - границы обмена (МОВЗ); 9 - пункты взрыва; 10 - пункты сейсмологических наблюдений

ладающие периоды продольных волн, из которых образовались обменные, находятся в пределах 0,6–1,3 сек, а средние значения составляют 0,90–1,05 сек. Для всех интервалов запаздываний периоды обменных волн на 0,1 сек меньше продольных.

Интерпретация и основные результаты. Средние скорости продольных волн определены ГСЗ и сейсморазведкой главным образом по отражениям. Первые вступления ГСЗ использованы для оценки скоростей способом Вихерта–Чибисова. Средняя скорость в земной коре определена равной 6,5 км/сек в западной части профиля и 6,4 км/сек в восточной. Отражающие площадки строились методом средних градиентов с помощью лучевых диаграмм, а иногда и методом засечек [128].

Комплексная интерпретация данных сейсмических методов привела к построению сводного разреза, позволяющего А.А. Абдулину и соавторам [2] установить следующее (рис. 19). Непрерывные опорные отражающие горизонты в земной коре отсутствуют. Общей особенностью отражений, выделенных среднечастотной сейсмикой, является их угловое несогласие с кровлей коренных пород и преобладающее восточное падение. В восточной части профиля на интервалах пикетов 175–260 по преломленным волнам построена граница с  $V_q = 6,2–6,4$  км/сек, погружающаяся в восточном направлении с 6 до 11 км. Наибольшая глубина ее залегания установлена в Зауральском антиклинории.

Глубина по поверхности Мохоровичича меняется по профилю с запада на восток от 52 до 48 км. Наибольшие погружения и слоистость этого раздела выявлены на участке сочленения Орь–Илекской (Уралтауской) антиклинорной структуры с Зеленокаменной (Тагило–Магнитогорской) синклинорной зоной. В контакте последней с Восточно–Мугоджарской антиклинорной зоной установлено вздымание границы с последующим выполаживанием.

ГСЗ в модификации отраженных волн показали, что на фоне различно ориентированных отражающих площадок проявляется преобладание границ с восточным падением при углах 20–30°. Такие углы большинства отражающих площадок сохраняются и при наблюдениях из различных пунктов взрыва, что дополнительно свидетельствует о надежности их выделения. Субгоризонтальные границы раздела, установленные в земной коре по данным ГСЗ–КМПВ и МОВЗ, секутся этими площадками. Последнее может указывать на различную природу субгоризонтальной и косой (наклонной) слоистости. Геологический смысл этого явления пока неясен.

В "гранито–гнейсовом" слое намечено пять границ, характеризующихся некоторым подъемом в западном направлении. Аналогичная картина установлена и в "базальтовом" слое. Складчатые сооружения Зауральской антиклинорной зоны располагаются в пределах восточного участка. С запада они ограничиваются Соркольским глубинным разломом, на востоке распространяются за пределы профиля. В "гранито–гнейсовом" слое здесь устанавливаются устойчивые границы раздела на глубинах 10 и 15 км, в нижележащей толще выделяется серия разобленных относительно коротких площадок; лишь в самой нижней части разреза земной коры прослеживаются две относительно протяженные границы.

МЕТОДИКА ПЛОЩАДНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
УПРУГИМИ ВОЛНАМИ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ

## Общие сведения

Первые материалы по изучению строения земной коры Урала упругими волнами, возбужденными промышленным взрывом, получены Сейсмологическим институтом АН СССР в 1936 г. [80]. В Коркинском угольном карьере, расположенном в 30 км южнее Челябинска, было взорвано 1800 т взрывчатых веществ. С целью исследования строения земной коры использовались восемь сейсмических станций, расположенных вдоль широтной трассы между городами Уфой и Петропавловском. Удаления станций от карьера варьировали от 50 до 550 км. В результате обработки полученных данных установлено четырехслойное строение коры: первый горизонт мощностью 9 км со скоростью 5,6 км/сек и второй горизонт с параметрами соответственно 7,0 км и 6,0 км/сек отнесены Е.А. Коридалиным к "гранитному" слою, а третий и четвертый - с параметрами 12 км, 6,3 км/сек и 9 км, 7,2 км/сек - к "базальтовому". Скорость по границе Мохоровичича была определена равной 8,0 км/сек. Приведенные числа показывают, что как вид слоистости, так и ее количественные характеристики определены неплохо, о чем можно судить, например, по их сопоставлению с данными восточной части Свердловского профиля ГСЗ [70, 187]. Таким образом, в СССР на примере Урала была впервые показана возможность изучения земной коры упругими волнами промышленных взрывов. В дальнейшем, однако, аналогичные исследования прогрессировали недостаточно, хотя эпизодически и получались интересные материалы [89, 165]. Основными причинами, тормозившими развитие метода, были следующие. Во-первых, такие мощные взрывы являются исключительной редкостью. Правда, с появлением высокочувствительных сейсморазведочных и сейсмологических станций стала реальной возможность обойти это препятствие и использовать взрывы зарядов весом 3-10 т. Во-вторых, короткозамедленность и другие особенности взрывов в карьерах и шахтах не позволяли без специальных опытных исследований оценить характер возбуждаемых волновых полей и их пригодность для целей ГСЗ. В-третьих, в подавляющем большинстве случаев взрывы производились "огневым" способом, т.е. при помощи бикфордова шнура. Последнее не обеспечивало требуемую точность отметки момента взрыва.

Лаборатория сейсмометрии Института геофизики под руководством автора с 1960 г. занимается разработкой, опробованием и практическим применением площадного изучения пространственных элементов строения земной коры упругими волнами, возбуждаемыми промышленными взрывами в карьерах и шахтах. Объектами исследований являются Средний и Южный Урал. В результате проведенных работ решены многие вопросы как аппаратного, так и методического плана, разработан и успешно применяется рациональный комплекс изучения объемных характеристик земной коры упругими волнами промышленных взрывов [180, 189, 196, 200, 203, 205, 206, 207, 209, 210].

Особенности большинства промышленных взрывов в настоящее время состоят в том, что, с одной стороны, они производятся "огневым" способом, т.е. при помощи бикфордова шнура, и, с другой - взрывы нередко являются короткозамедленными. Первое исключало, при обычной методике, возможность получения отметки момента взрыва с требуемой в сейсмологии взрывов (ГСЗ)

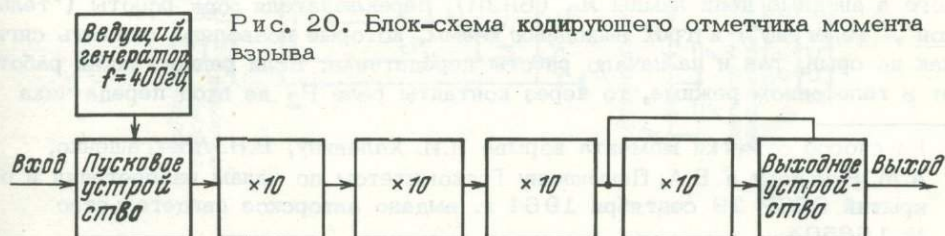
точностью, второе — предопределяло необходимость специального изучения волновых полей в ближней от очага взрыва зоне. Замедления между взрывами отдельных скважин или их групп производятся с различными целями: для уменьшения общего "сейсмического" эффекта, т.е. сотрясения близкорасположенных зданий и сооружений, для оптимального дробления разрушаемой руды или породы, направленности выброса взрываеваемой массы и т.д. Замедления обычно исчисляются тысячными долями секунды. При разработке методики сейсмологии промышленных взрывов имелось также в виду, что при взрывных работах применяются заряды различной формы, причем нередко удлинненной, благодаря чему они могут действовать так, как если бы в породе был взорван заряд, расположенный в плоскости, проходящей через оси удлиненных зарядов.

Для анализа волновых полей и передачи отметки момента взрыва была создана станция ближней от очага зоны. Она включает в себя трехкомпонентную установку из низкочастотных сейсмоприемников НСП-3, сигналы от которых регистрируются без усиления осциллографией типа Н-700 и Н-002. Здесь же записывается трасса хронометра 6-МХ, позволяющая определять абсолютное время взрыва, что необходимо для интерпретации материалов наблюдений аппаратурой "Земля". Осциллографы регистрируют также запись кодированной отметки момента взрыва. Связь с сеймостанциями и передача отметки момента производится радиостанцией, также входящей в комплект станции, ближней от очага взрыва.

## Аппаратура

### Кодирующий отметчик момента взрыва (КОМВ)

Как уже говорилось, одной из основных причин, сдерживающих широкое использование в сейсмологии взрывов упругих волн, возбуждаемых взрывами в карьерах и шахтах, является "огневой" способ взрывания, не обеспечивающий необходимость для сейсмических исследований точность определения момента взрыва. Для ее повышения необходимо иметь устройства, которые позволяют неоднократно воспроизводить этот момент на сейсмограмме. Предложенная В.И. Аншуковым и принятая нами идея способа кодированных (нионусных) отметок состоит в том, что начиная с момента взрыва специальное устройство вырабатывает временные сигналы, передаваемые находящейся на пункте взрыва радиостанцией. Кодировка позволяет определить время момента взрыва по любому участку сейсмограммы. Ранее в Казахском геофизическом тресте по такому же принципу был создан отметчик на полупроводниковых элементах ГНОМ, однако из-за сложности схемы он не нашел широкого практического применения. В Институте геофизики Уральского научного центра АН СССР разработан и применяется кодирующий аппарат, отличающийся относительной простотой и стабильностью [189]. Он приспособлен для работы как от моментной линии взрывной машинки, так и от импульса сейсмоприемника, установленного вблизи пункта взрыва. Последнее является весьма важным элемен-



том при работе с "огневым" методом взрывания<sup>1</sup>. Блок-схема кодирующей аппаратуры показана на рис. 20.

Ведущий генератор у первых моделей кодировщика был собран по мостовой схеме [189]. Позднее из-за установленной зависимости частоты от температуры и других факторов, он был заменен генератором на транзисторах с камертонной вилкой. Ведущий генератор собран на двух транзисторах  $T_1$  и  $T_2$  типа МП-42Б по схеме камертонного генератора с обратной связью (рис. 21). Частота генерации 400 гц определяется частотой камертонной вилки. Стабильность частоты  $10^{-5}$ .

Пусковое устройство состоит из предварительного усилителя  $1/2L_1$  (левая часть 6Н2П) и тиратрона ТГ-0,02/0,5. Последний зажигается от предварительно усиленного импульса взрывной машинкой или сейсмоприемника. При этом срабатывает реле  $P_1$  (РП-4), что обеспечивает включение сигнала от ведущего генератора на пересчетное устройство.

Пересчетное устройство состоит из декатронов  $L_4$  (ОГ-4),  $L_5$  (ОГ-4),  $L_7$  (А-101) и предварительных усилителей ( $L_3$  и  $L_6$  на рис. 21). С реле  $P_1$  сигнал с частотой 400 гц подается на управляющую сетку  $1/2L_3$  (6Н3П) предварительного усилителя первого пересчетного декатрона  $L_4$ , с выходного сопротивления которого ( $R_9$ ) снимается уже колебание с частотой в 10 раз меньшей (40 гц). Далее сигнал поступает на вторую пересчетную ячейку - лампы  $1/2L_3$  (6Н3П) и  $L_5$  (ОГ-4), а затем на третью -  $1/2L_6$ ,  $L_7$  (А-101). Частота последней понижается до 0,4 гц (период 2,5 сек) и этот сигнал, снимаемый с сопротивления  $R_{36}$ , через лампу  $L_9$  (левая половина) управляет работой реле  $P_2$  (РП-4). Этот сигнал является опорным, постоянным по периоду и управляет декатроном  $L_8$  кодировщика.

Кодирующее устройство работает по принципу совпадения токов декатронов  $L_7$  и  $L_8$ , управляющих лампой  $L_9$ . Анодной нагрузкой последней служит поляризованное реле  $P_2$  (РП-4). В исходном положении схемы левый триод лампы  $L_9$  открыт, а правый закрыт, так как через катод  $K_{10}$  ( $L_7$ ) и сопротивление  $R_{36}$  течет ток. Для декатрона  $L_8$  в исходном положении открыт незадействованный катод  $K_{10}$ . Декатрон  $L_7$  запускается основным сигналом с пересчетной схемы, и открываются последовательно катоды  $K_1, K_2, \dots, K_{10}$ . Во время пересчета левый триод лампы  $L_9$  закрыт и в течение  $9 \times 0,25$  сек через контакты реле  $P_2$  передается первый дуг отметки (рис. 22). На десятом импульсе через катод  $K_{10}$  декатрона  $L_7$  и сопротивление  $R_{36}$  проходит открывающий на 0,25 сек триод  $L_9$ , а также катод  $K_1$  декатрона  $L_8$  ток. За счет совпадения токов параллельных катодов  $K_1$  ламп  $L_7$  и  $L_8$  здесь происходит увеличение паузы на 0,25 сек. Правая часть лампы  $L_9$  открывается, и длительность колебаний будет уже  $0,25 + 0,25$  сек, что соответствует второму дугу кода (2 на рис. 22). Через полный период счета декатрона  $L_7$  (2,5 сек) открывается второй катод  $K_2$  декатрона  $L_8$ , и катоды  $K_2$  ламп  $L_7$  и  $L_8$  совпадут теперь уже через 0,25 сек после основной первой паузы. Это соответствует третьему дугу кода (3 на рис. 22). Далее последовательно открываются  $K_3, K_4, \dots, K_9$  - катоды декатрона  $L_8$ , - и совпадения токов (паузы) сдвигаются каждый раз на 0,25 сек от предыдущего. После девяти совпадений процесс повторяется.

Выходное устройство кодировщика состоит из реле  $P_2$  (РП-4), включенного в анодные цепи лампы  $L_9$  (6Н2П), переключателя рода работы ("телефон", "телеграф") и трех выходных клемм, которые позволяют снимать сигнал как на срыв, так и на начало работы передатчика. Если радиостанция работает в телефонном режиме, то через контакты реле  $P_2$  на вход передатчика

<sup>1</sup> На способ отметки момента взрыва Н.И. Халевину, В.Н. Алексашенко, А.М. Бунькову и В.А. Панюшкину Госкомитетом по делам изобретений и открытий СССР 29 сентября 1964 г. выдан авторское свидетельство № 166504

В 1968 г. кодирующий отметчик удостоен Диплома третьей степени ВДНХ СССР.

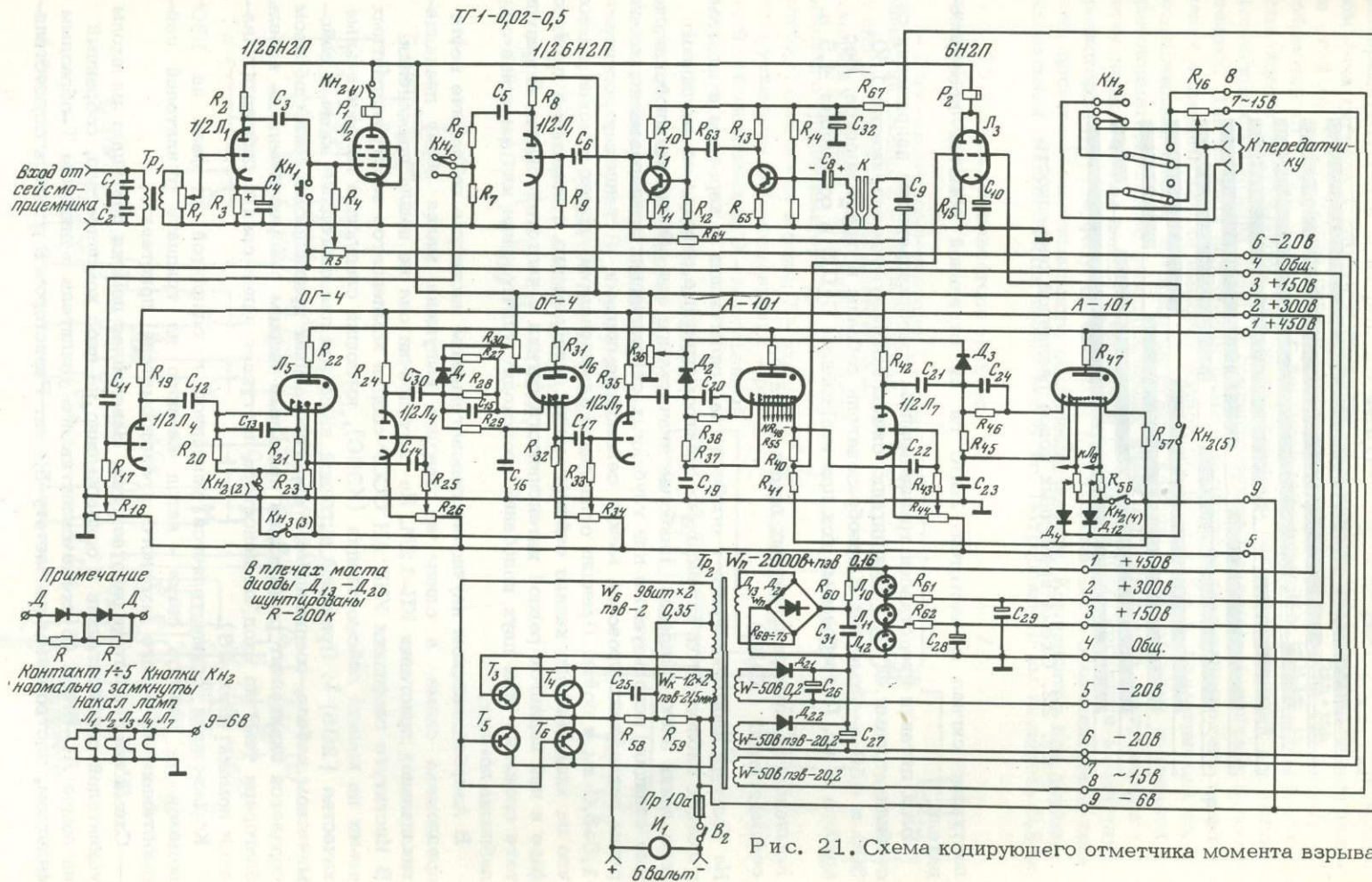


Рис. 21. Схема кодирующего отметчика момента взрыва

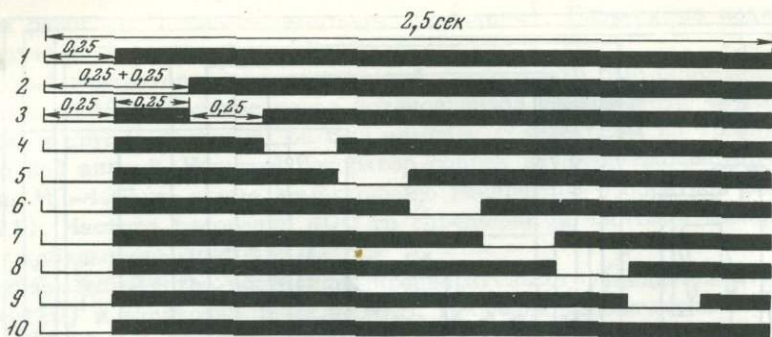


Рис. 22. Схема временных кодов различной очередности

поступает сигнал с частотой 1000 гц от отдельной обмотки преобразователя.

Блок питания представлен транзисторным преобразователем напряжения со стабилизаторами СГ-1П. Для питания схемы используются напряжения 150, 300 и 450 в. Отметчик и преобразователь собраны в одном корпусе. Вес прибора 5 кг. Потребляемый ток при напряжении  $6 \pm 0,5$  в составляет 4,5 а.

Компенсатор электромагнитных помех на каналы сейсмостанций (КЭПС)

На больших площадях Урала и особенно на прилегающих к карьерам и шахтам участках наблюдаются интенсивные электромагнитные наводки от различного рода линий электропередач. Наиболее значительны они обычно на многоканальные станции, используемые при глубинных сейсмических зондированиях, когда длина подводных проводов между сейсмоприемниками и станциями достигает 1,5-3,0 км и более. Принцип ослабления (компенсации) помех основан на том, что на вход каждого канала сейсмостанции одновременно с помехой в противофазе к ней подается равной интенсивности сигнал с частотой 50 гц. В результате сложения этих двух колебаний происходит уничтожение или заметное ослабление помехи.

В Азербайджанском научно-исследовательском институте по добыче нефти предложена схема, а одним из заводов выпущена малая серия двенадцатиканальной приставки КП-12М. По ряду причин она не нашла применения. В Институте геофизики УНЦ АН СССР создан компенсатор электромагнитных помех на каналы сейсмостанции (КЭПС), имеющий следующие положительные качества [205] 1. Приемной антенной являются две свободные жилы в сейсмическом кабеле, соединенные с арретированным приемником. Таким образом создается эквивалент работающим приемным линиям сейсмоприемник - кабель, благодаря чему на вход компенсатора поступает одинаковая с рабочими каналами помеха (рис. 23).

Компенсация осуществляется усиленной и сдвинутой по фазе на  $180^\circ$  помехой на участок сетка - катод каждого из тридцати усилителей сейсмостанции с одного входного трансформатора приставки.

Схема компенсатора работает так. Наведенная помеха поступает на входы усилителей сейсмостанции и одновременно на вход компенсатора, собранный на лампе Л<sub>1</sub>-6Н2П по схеме селективного усилителя с двойным Т-образным фильтром, настроенным на частоту 50 гц. Резистором R<sub>9</sub> здесь осуществля-

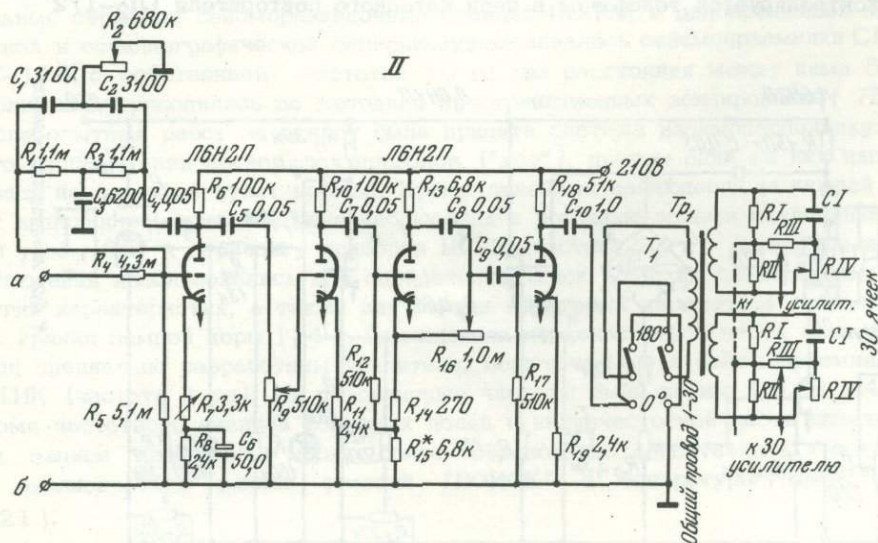
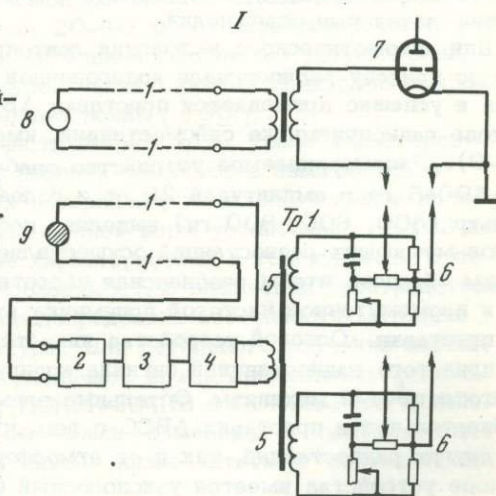
1 На изобретение "Компенсатор электромагнитных помех в сейсморазведке" Н.И. Халевину, А.М. Бунькову, В.А. Панюшкину Госкомитетом по делам изобретений и открытий при Совете Министров СССР 30 июня 1969 г. выдано авторское свидетельство № 251843.

ется плавная регулировка амплитуды. После усиления помеха поступает на фазовращатель (блок 3 на рис. 23, I и  $1/2 L_2$  - на рис. 23, II), в котором фаза сигнала - помехи с помощью резистора может поворачиваться плавно от 0 до  $160^\circ$ . Далее сигнал поступает на выходной каскад ( $1/2 L_2$ ), собранный по схеме усилителя с параллельным питанием. Вторичная обмотка выходного трансформатора  $Tr1$  имеет тридцать одинаковых секций для одновременной компенсации помех в соответствующем количестве каналов сейсмостанции. Для плавной подстройки фазы и амплитуды компенсирующего напряжения в каждом канале имеются резисторы  $R_{IV}$  и  $R_{III}$  в симметричном фазосдвигающем месте, которым нагружена каждая из 30 обмоток выходного трансформатора. После фазосдвигающих ячеек сигнал-помеха поступает на сетку первой лампы каждого усилителя сейсмостанции. Регулируя амплитуду (резистором  $R_{III}$ ) и фазу (резистором  $R_{IV}$ ) снимаемого с компенсатора сигнала, достигаем максимального ослабления  $R_{IV}$  помехи. Компенсатор для тридцатиканальной сейсмостанции имеет вес 5 кг. Потребляемая им мощность 6,5 вт.

Рис. 23. Схема компенсатора электро- магнитных помех

I - Блок-схема компенсатора: 1 - сейсмический кабель; 2 - входной каскад компенсатора; 3 - фазовращатель; 4 - выходной каскад; 5 - вторичные обмотки выходного трансформатора  $Tr1$ ; 6 - регуляторы амплитуды и фазы; 7 - входная лента усилителя сейсмостанции; 8 - рабочий сейсмоприемник; 9 - заглушенный сейсмоприемник.

II - Принципиальная схема компенсатора: а, б - входные зажимы для подключения эквивалентной линии;  $R_9$  - регулировка амплитуды;  $R_{16}$  - регулировка фазы;  $R_{15}$  - подбирается при настройке;  $R_{III}$  - регулировка амплитуды;  $R_{IV}$  - регулировка фазы;  $R_I = R_{II} = R_{III} = 5,1$  ком,  $R_{IV} = 10$  ком;  $C_I = 10$  мкф



Автомат включения лентопротяжного механизма сейсмостанций (АВСС)

Как уже говорилось, для воссоздания точного момента промышленного взрыва разработан и применяется кодирующий отметчик, позволяющий определить это время по любому участку сейсмограммы. При РСЗ работа оператора сейсмической станции, находящейся на расстоянии, превышающем 10 км от взрыва, сводится поэтому к своевременному включению лентопротяжного механизма по приходу первого сигнала отметчика, ретранслируемого радиостанцией. Если сейсмическая станция расположена ближе к промышленному пункту взрыва (карьеру), то принятая таким образом сейсмограмма оказывается обычно без первых вступлений, так как реакция оператора на сигнал отметчика и время раскручивания лентопротяжного мотора в сумме будут не менее 1,5–2,0 сек. Заблаговременное включение этого мотора также не всегда приводит к успеху, так как приемная кассета часто заполняется при этом прежде, чем произойдет взрыв.

Проще обстоит дело со станциями с магнитной записью, но и здесь нередки нежелательные осложнения.

Для автоматического включения лентопротяжного механизма сейсмостанции по приходу радиосигнала кодированной отметки момента взрыва разработана и успешно применяется приставка АВСС [206]. Она устанавливается на выходе радиоприемника сейсмостанции, имеющего второй гетеродин (например УС-9). Рассматриваемое устройство срабатывает от сигналов низкой частоты 400+5 гц с амплитудой 25 вт и более (рис. 24). Узкополосный RC-фильтр (400, 600, 800 гц) выделяет несущую частоту. Отстройка от сигналов мешающих радиостанций осуществляется вторым гетеродином приемника таким образом, чтобы резонансная частота между частотой второго гетеродина и промежуточной частотой приемника входила в полосу пропускания фильтра приставки. Основой устройства является тириatronное реле, срабатывающее от принятого радиостанцией сигнала кодирующего отметчика и включающее лентопротяжный механизм. Остальные элементы схемы служат для повышения избирательности приставки АВСС с тем, чтобы не допустить ее включений как от других радиостанций, так и от атмосферных помех. Для последней цели на выходе устройства имеется узкополосный фильтр низкой частоты (рис. 24), собранный на лампе 6Н2П, первый триод которой является усилителем сигнала, а второй – усилителем в цепи обратной связи. С помощью настроенного на частоту 400 гц моста исключается влияние мешающих радиостанций. Последнее контролируется телефоном в цепи катодного повторителя (Л<sub>2</sub>-1/2

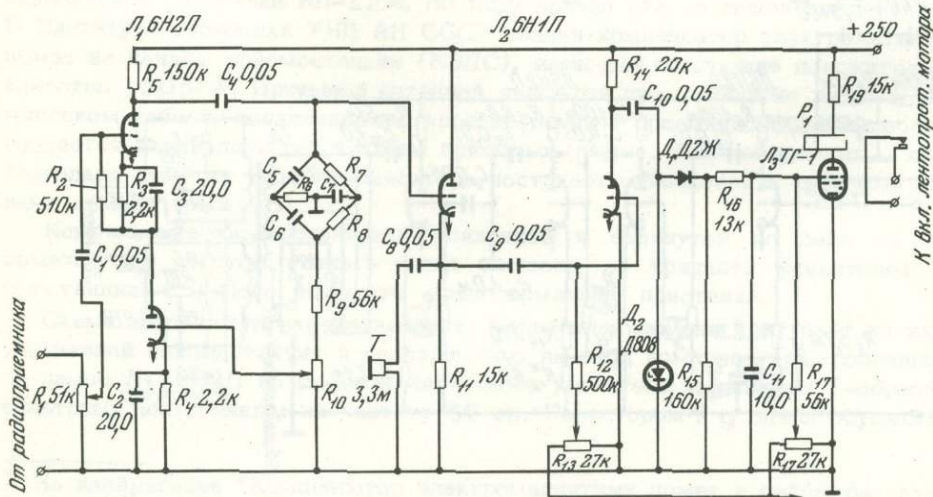


Рис. 24. Схема автомата включения сейсмостанции

6Н1П). Второй половиной этой лампы принятый сигнал ограничивается, причем уровень его регулируется резистором  $R_{13}$ . Сигнал далее выпрямляется диодом  $D_1$  и в положительной полярности поступает через интегрирующую цепочку  $R_{15}, R_{16}, C_{10}$  на вход тиратрона  $L_3$  (ТГ-1-0,02/0,5). Большая емкость  $C_{10}$  не позволяет одиночным импульсам грозовых и других зарядов создавать на ее обкладках напряжение, необходимое для срабатывания тиратрона. Последний заперт напряжением, снимаемым с сопротивления  $R_{18}$ . Приход на  $C_{10}$  импульсов кодирующего отметчика отпирает тиратрон, благодаря чему срабатывает реле  $P_1$  и включается мотор лентопротяжного механизма. Рассмотренный автоматический включатель сейсмостанции позволяет записывать вступления волн через 0,5-0,7 сек после взрыва, т.е. при расстояниях не менее 3-4 км.

#### Многоканальная регистрирующая аппаратура

Наблюдения проводились с серийными сейсмическими станциями. При первых опытных работах 1960-1961 гг. в Тагило-Магнитогорском погружении использовалась аппаратура СС-24П с сейсмоприемниками СПЭД-56. В результате было выяснено, что при удалении на 20-40 км от карьеров и шахт, где проводились взрывы, регистрируется значительное количество упругих волн, в основном отраженных. Последние большей частью динамически слабо выражены, однако имеются также и интенсивные волны [180].

По геологическим данным верхняя часть земной коры Урала характеризуется сложным строением. Углы падения пород и комплексов изменяются в широких пределах нередко на небольших интервалах; выявлено большое количество зон нарушений. Сложное строение земной коры установлено по ГСЗ на Свердловском профиле [68, 70]. Такие характеристики в совокупности с отмеченной выше волновой картиной и необходимостью выяснения пространственных элементов строения земной коры предопределили особенности методики полевых работ и комплектность аппаратуры. Для детального изучения первых волн и отражающих горизонтов нами в различное время применялись сейсморазведочные станции СС-24П, ПСЛ-3, ПОИСК-КМПВ и ПОИСК-МОВ<sup>1</sup>. Фильтрации усилителей первых двух из них были изменены в соответствии с необходимостью изучения при ГСЗ более низкочастотных составляющих спектра.

В результате опытных работ был принят следующий комплекс аппаратуры. Для исследования "тонкой" структуры земной коры, детального изучения особенностей отражающих границ наиболее целесообразно применять многоканальные серийные сейсморазведочные станции ПОИСК с одновременной магнитной и осциллографической записью. Использовались сейсмоприемники СПЭН-1 и С-110 с собственной частотой 10 гц при расстоянии между ними 50 м. Наблюдения проводились по методике пространственных зондирований [75]. После опытных работ за основу была принята система взаимоперпендикулярного расположения подводящих проводов ("кос"), причем одна из них направлялась на основной пункт взрыва. Кроме линейных наблюдений на каждой станции выполнялись азимутальные наблюдения с помощью восьми наклоненных под углом  $30^\circ$  к горизонту приборов НС-3 (частота 3 гц). Азимутальные наблюдения использовались для определения типов волн, их спектральных и других характеристик, а также для оценки некоторых параметров сейсмических границ земной коры [34]. Для анализа низкочастотной части спектра были специально разработаны усилители, подключаемые к сейсмоприемнику ВЭГИК (частота 1 гц). Их резонансные частоты были равны 1,5, 3 и 4,5 гц. Кроме частотного анализа волновых полей в низкочастотной части спектра эти записи позволили также более обоснованно сопоставлять и совместно анализировать записи станций "ПОИСК" и аппаратуры типа "Земля" [121].

<sup>1</sup> Станция ПСЛ-3 и СС-24П дополнялись магнитными приставками АПМЗ-ЧМ, переделанными на низкочастотный вариант [100].

Для изучения опорных горизонтов в земной коре применялась станция "Земля", разработанная ВНИИГеофизикой и выпущенная Опытным заводом Сибирского отделения АН СССР. Эта аппаратура предназначена для круглосуточной регистрации упругих волн, возбуждаемых в земной коре взрывами и землетрясениями. Частотный диапазон ее от 0,5–1,0 до 6–8 гц. Аппаратура выпускается в комплекте, в который входит пять напольных регистраторов и один стационарный стол перезаписи. Последний предназначен для воспроизведения на фотобумагу записанных на магнитную пленку упругих волн.

### Методика полевых работ

Особенности строения земной коры Урала, с одной стороны, и имеющееся распределение опорных профилей ГСЗ в совокупности с размещением карьеров и шахт – с другой, предопределили необходимость разработки методики площадных глубинных сейсмических зондирований с применением упругих волн промышленных взрывов. Дело в том, что на результаты тектонических и других геологических построений наряду с общеизвестными субмеридиональными элементами Урала существенное влияние оказывают и структуры иной ориентировки. Последним уделяется все большее внимание, в связи с чем ставится вопрос уже об объемных исследованиях. Изучение же пространственных элементов строения земной коры наиболее целесообразно вести, естественно, площадными системами. Расположение карьеров и шахт на Урале также благоприятно для последних. Исходя из сказанного, мы приняли схему полевых работ, включающую комплексирование метода пространственных сейсмических зондирований (МПЗ) с использованием многоканальной сейсморазведочной аппаратуры и точечных трехкомпонентных наблюдений с сейсмической станцией "Земля". Так как большинство регистрируемых волн сложнополяризовано, для анализа поля каждой многоканальной станции придавалась азимутальная установка. Волновое поле изучалось на удалениях от 2–3 до 230–250 км. Пункты МПЗ располагались в среднем на расстоянии 20–30 км друг от друга со сгущением до 3–5 км там, где было необходимо более полное изучение верхней части коры.

Промышленные взрывы характеризуются следующими особенностями: 1) они производятся не электродетонаторами, как в сейсморазведке и ГСЗ, а "огневым" способом, т.е. с помощью запального бикфордова шнура; 2) очаг суммарного взрыва обычно рассредоточен, так как взрываются от 10 до 100–200 скважин, расположенных рядами. Длина линий последних обычно 50–100 м, но может достигать и 300 м. Расстояние между скважинами и рядами 5–8 м; 3) взрывы нередко короткозамедленные как между рядами скважин, так и по более сложным схемам; 4) иногда в одном и том же карьере производится почти одновременно два–три взрыва.

Эти особенности предопределили необходимость контроля за характером возбуждаемого волнового поля и обусловили следующую методику работы на пункте взрыва.

1. Оператор передающего устройства обеспечивает условия, чтобы наиболее интенсивный взрыв производился на 30–60 сек ранее остальных.

2. Находящийся на борту карьера в 300–500 м от взрыва сейсмоприемник запускает прямой продольной упругой волной кодирующий отметчик. Рис. 25 иллюстрирует этот момент начала передачи в эфир кодированных временных пакетов.

3. Для изучения волнового поля взрыва производится его запись на борту карьера. С этой целью вместе с моментным сейсмографом устанавливаются три прибора НСП-3. Два из них регистрируют горизонтальные составляющие волнового поля и один – вертикальную. Запись производится осциллографом Н-700 (рис. 25).

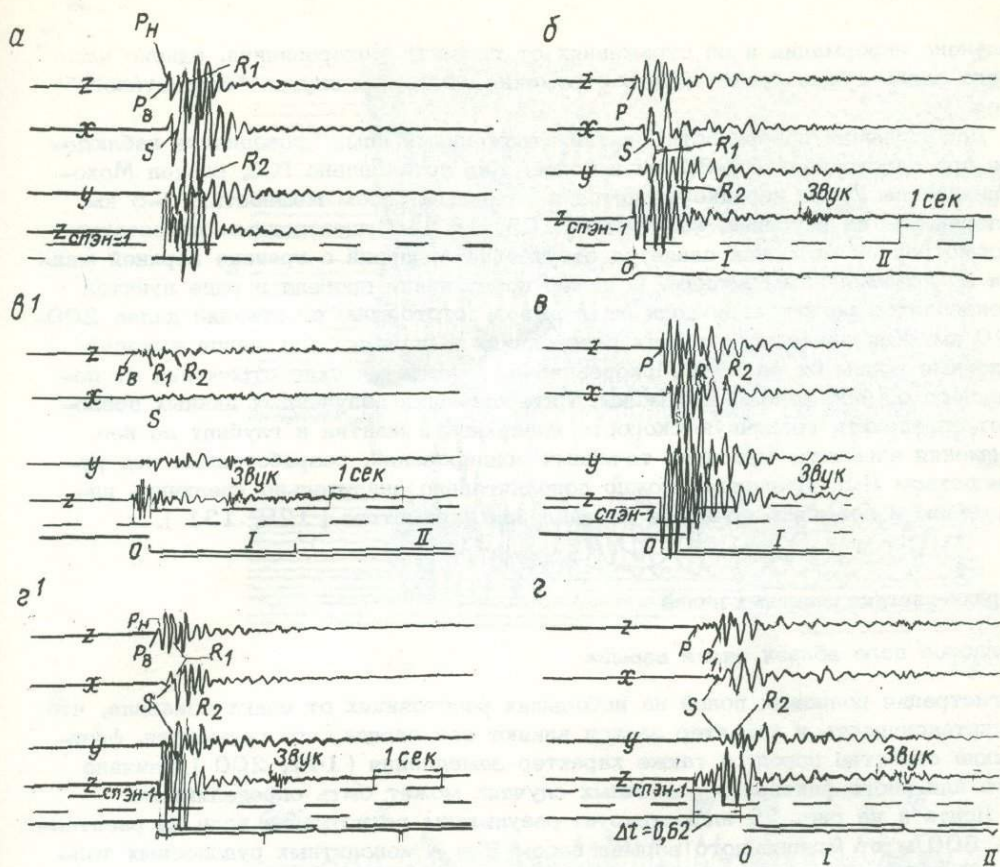


Рис. 25. Сейсмограммы от взрывов в карьерах на расстояниях 0,5–1,0 км

а – вес 5 т, замедление 0; б – вес 36 т, замедление  $3 \times 35$  мсек; в' – вес 6 т, замедление  $5 \times 35$  мсек; в – вес 26 т, замедление  $1 \times 10$  мсек; г' – вес 10 т, замедление  $1 \times 50$  мсек; г – вес 60 т, замедление  $11 \times 35$  мсек

4. Ввиду того что регистрация упругих волн ведется также и аппаратурой "Земля", на осциллограмму наносится временная маркировка от хронометра 6М-X (вторая трасса снизу на иллюстрационных лентах последнего рисунка).

Выбор мест стоянок аппаратуры "Земля" определяется следующими соображениями. Глубинными сейсмическими зондированиями в различных регионах установлено, что волны, отраженные от тех или иных сейсмических горизонтов, динамически выражены обычно лишь в определенных интервалах расстояний [ 47, 68, 81, 87, 129, 180 ]. Так, например, отражения от раздела Мохоровичича в большинстве регионов доминируют при удалении 100–200 км. Исходя из этого, были приняты следующие основные расстояния от пунктов

взрыва. Граница  $d_2^*$ , отождествляемая в большинстве случаев с поверхностью "гранито-гнейсового" слоя (древнего фундамента), по данным ГСЗ на Свердловском профиле чаще залегает на глубине 3–7 км [ 68 ]. Для ее изучения оптимальными являются удаления интервала 10–20 км. Последний нередко является благоприятным и для регистрации волн, отраженных от границы

$d_4^*$  (Конрада). Основное же расстояние между карьером и станцией для изучения этой границы принято порядка 40–60 км, так как глубина до нее укладывается в интервал 15–25 км. На этих удалениях иногда может быть уже

получена информация и об отражениях от границы Мохоровичича, однако чаще всего здесь лучше представлены отражения от границ внутри "базальтового" слоя.

Для изучения поверхности мантии отражениями нами проводились наблюдения при расстояниях 60–80 км и более. Как установлено ГСЗ, раздел Мохоровичича на Урале нередко является переходным слоем мощностью 3–6 км, залегающим на глубинах 40–50 км [105, 187]. Существенным недостатком рассмотренной методики является отсутствие сведений о границе верхней мантии по преломленным волнам. С целью восполнения пробела в ряде пунктов производится регистрация волн от взрывов, отстоящих от станций далее 200–220 км. Как известно, на этих расстояниях в первые вступления выходят головные волны от раздела Мохоровичича, а закрытические отражения от последнего обычно хорошо выражены. Интерпретация полученных данных позволяет определить граничную скорость поверхности мантии и глубину до нее. Применяя элементы методики точечных зондирований, разработанных под руководством Н.Н. Пузырева, можно дополнительно значительно увеличить информацию и повысить точность определения параметров [129, 131].

### Характеристика волновых полей

Волновое поле вблизи очага взрыва

Регистрация волновых полей на небольших расстояниях от очага показала, что на интенсивность и характер записи влияют вес заряда, его геометрия, физические свойства пород, а также характер замедления [141, 200]. Влияние того или иного фактора в различных случаях может быть определяющим.

Лента *a* на рис. 25 иллюстрирует результаты регистрации волн на расстоянии 500 м от мгновенного взрыва весом 5 т в монолитных рудоносных толщах Сибайского карьера. Здесь устанавливается следующая картина. Продольная волна первых поступлений  $P_V$  отличается высокочастотным спектром. Подтверждением этого может служить тот факт, что вертикальный сейсмоприемник СПЭН-1 с собственной частотой 10 гц регистрирует здесь интенсивные колебания, прибор же НСП-3, настроенный на частоту 1 гц, дает существенно меньшую амплитуду. Второй, через незначительный промежуток времени, вступает низкочастотная, также продольная, волна  $P_H$ . Наблюдаемую картину можно объяснить следующим образом [141]. Очаг сейсмических волн взрыва в карьере имеет как бы два источника, возбуждающих соответственно коротко- и длиннопериодные продольные волны. В этом смысле можно говорить о двух видах источников сейсмических волн при взрывах вблизи дневной поверхности. Первый из них – центрально-симметричный, действует кратковременно и излучает высокочастотную продольную волну  $P_g$ . В это время происходит разрушение среды вокруг заряда, образуется полость, в которой находятся газы под значительным давлением. Эти газы не удерживаются упругими напряжениями из-за сравнительно небольшой мощности пород, отделяющих их от дневной поверхности, и выдавливают породы уступа, создавая дополнительное движение. На этой стадии излучается вторая – длиннопериодная волна<sup>1</sup>. Второй источник генерирует и поверхностную волну  $R_1$ , о чем можно судить по тому, что с волной  $P_H$  она имеет одинаковый период и аналогичные зависимости других параметров от глубины заряда. Для наших условий видимая частота здесь 8–10 гц, а для волн  $P_g$  – 30–35 гц.

Интересно отметить, что даже в рассматриваемом случае, когда глубина скважин относительно невелика (7 м), высокочастотные составляющие интенсивны. На это указывает, в частности, существенно большая амплитуда пер-

<sup>1</sup> Нужно сказать, что это сложное колебание, содержащее в последующей части интенсивную поперечную волну.

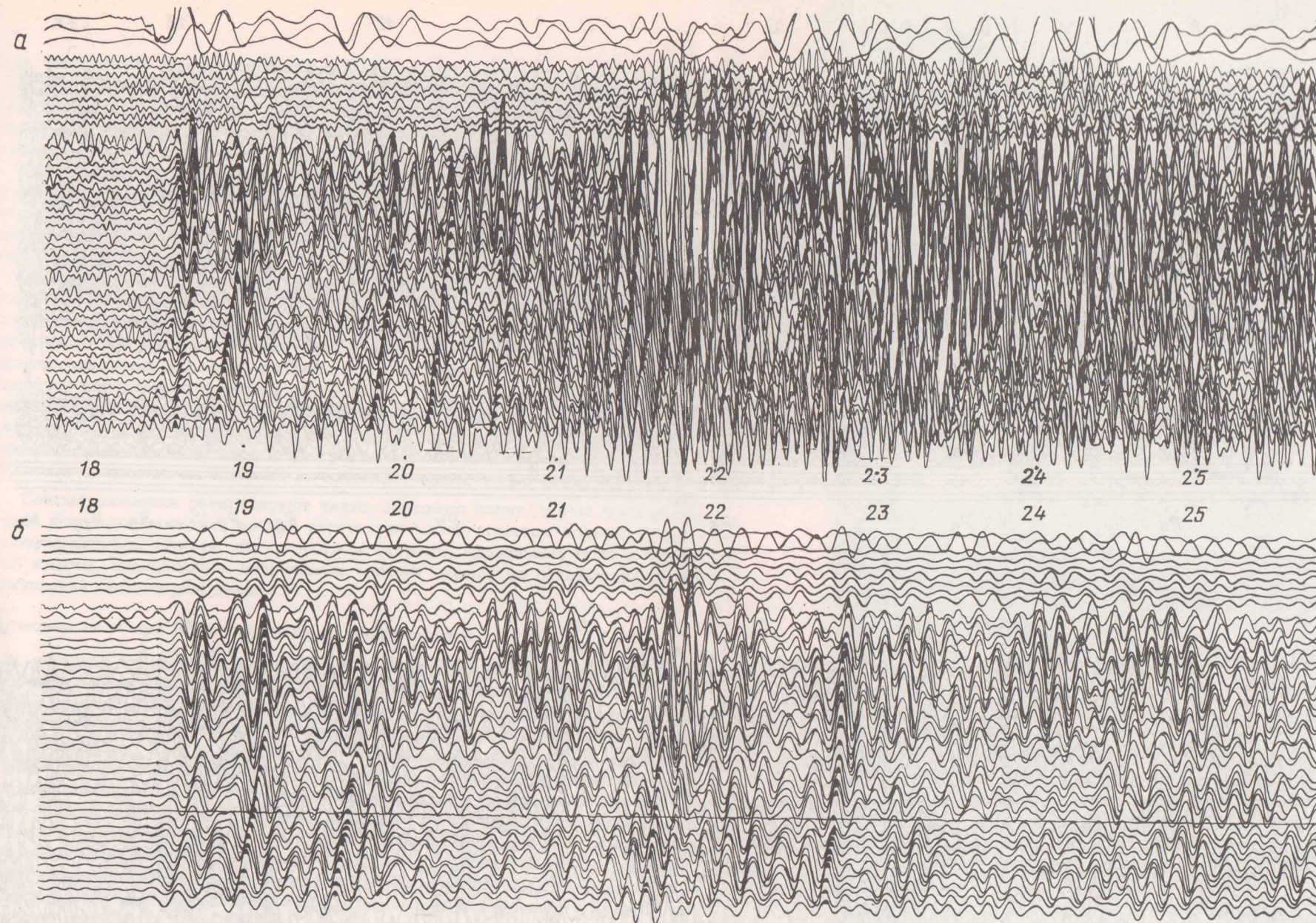
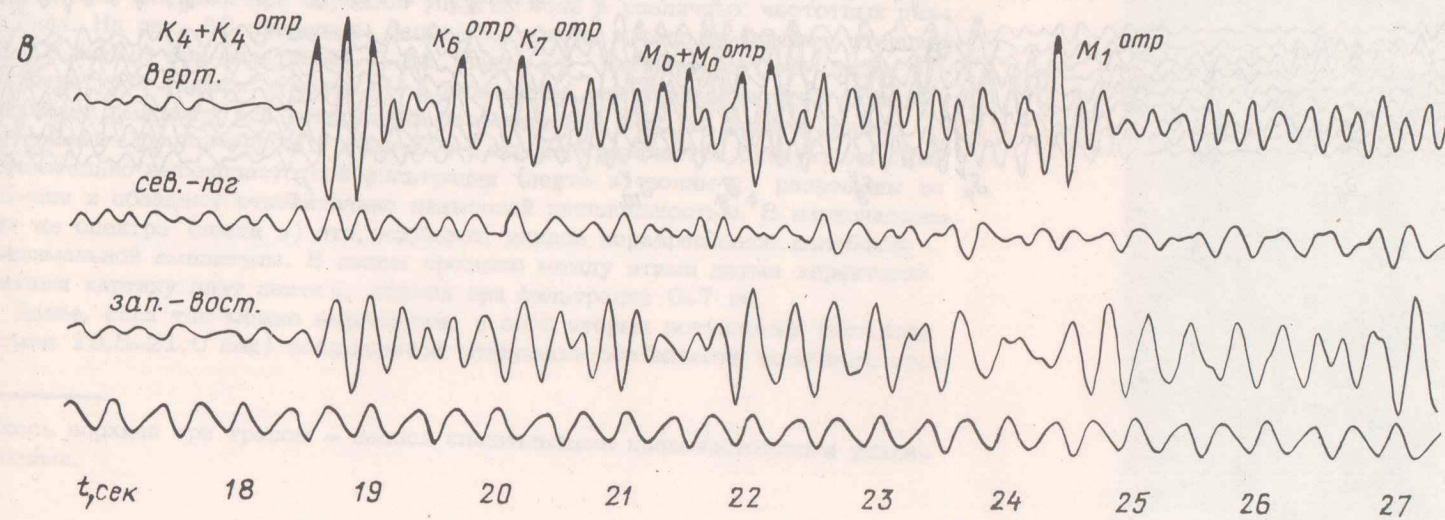


Рис. 26. Сейсмограммы от взрывов на расстоянии 98 км

а - вес 22 т, замедление  $3 \times 35$  мсек, фильтр 0-22; б - вес 22 т, замедление  $3 \times 35$  мсек, фильтр 0-7; в - лента станции "Земля"



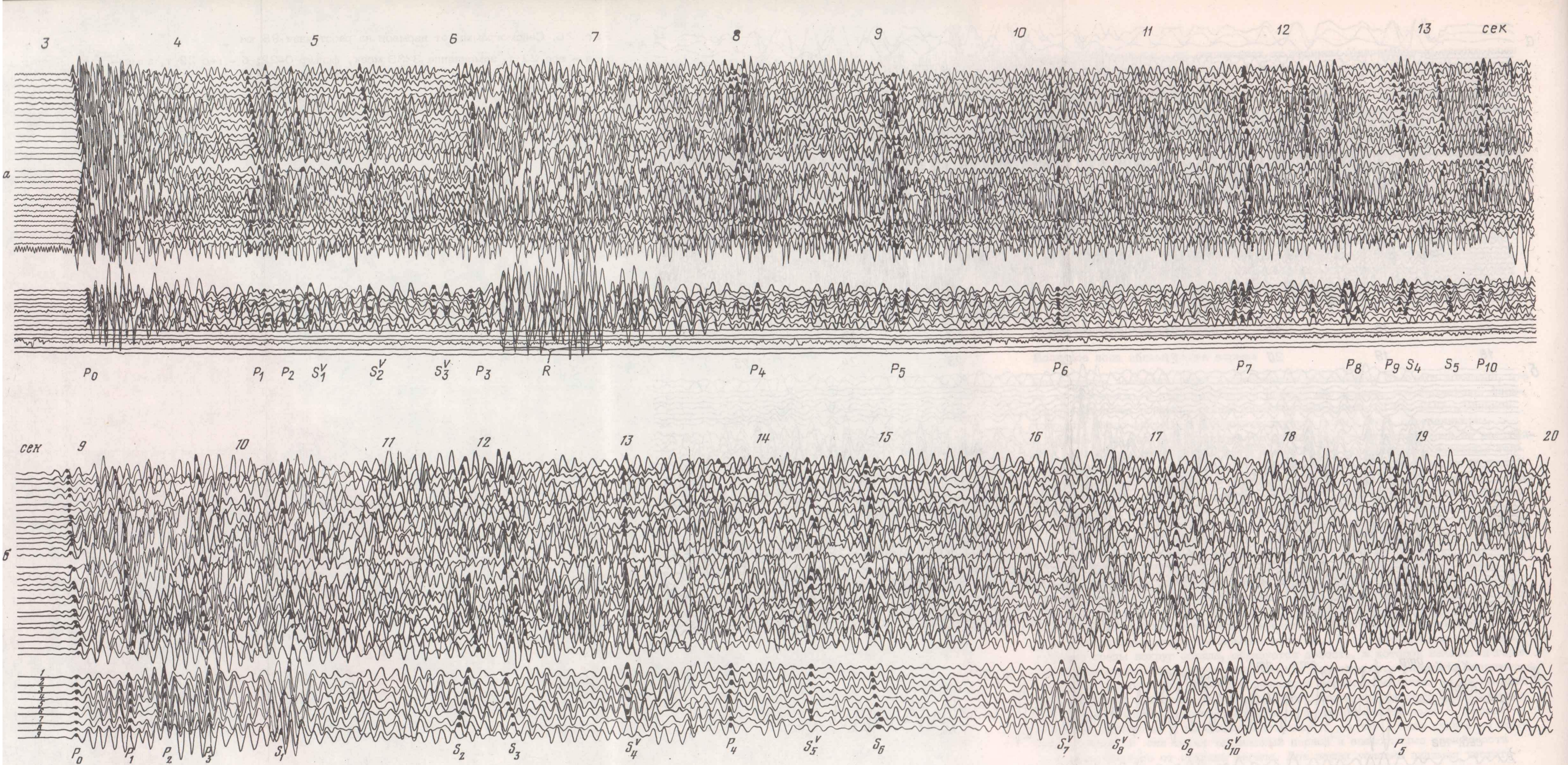


Рис. 28. Сейсмограммы от взрывов на расстоянии 21,4 км (а) и 3,4 км (б)

Верхние 30 каналов - профильная (пространственная) установка сейсмоприемников СПЭН-1; нижние 9 каналов - азимутальная установка сейсмоприемников НС-3

вых вступлений, зарегистрированных относительно высокочастотным (по сравнению с НСП-3) сейсмоприемником СПЭН-1 (соответственно четвертая и первая трассы на ленте *a*, рис. 25). Рассматриваемая лента характеризуется значительной энергией поперечных  $S$  и поверхностных  $R_1$  и  $R_2$  волн. При этом следует иметь в виду, что колебания  $S$  и  $R_1$  практически все время интерферируют, так как скорость волны Релея составляет 0,95 от скорости поперечных волн. Поэтому затруднительно говорить об их индивидуальных динамических характеристиках. Волна  $R_2$  в большинстве случаев имеет горизонтальную ось поляризации, то есть является волной Лява. Это наиболее длиннопериодное колебание с видимой частотой 4–5 гц.

На ленте *b* рис. 25 иллюстрируется запись взрыва с тремя замедлениями по 35 мсек. Последние, с одной стороны, приводят к ослаблению высокочастотной волны первых вступлений, с другой — они не уменьшают решающим образом низкочастотное продольное колебание  $P_n$ . Еще меньше этот эффект выражен при запаздывании 10 мсек (второй взрыв на ленте *в*). Последняя лента иллюстрирует для первого взрыва существенное ослабление продольных волн при увеличении числа ступеней замедлений до пяти (лента *г*). Подтверждением сказанного служит волновая картина второго взрыва на ленте *д*. В то же время первый взрыв на этой ленте убеждает, что даже при длительности 50 мсек единичное замедление не ослабляет существенно волну  $P_n$  (лента *д*<sup>1</sup>).

Сейсмоприемники регистрируют также звуковую волну, время прихода которой использовалось для оценки расстояния между пунктом взрыва и сейсмоприемниками. Считая, что в среднем скорость продольных волн в породах 5,5 км/сек, определялись поправки за момент взрыва по показаниям первых вступлений сейсмоприемников.

#### Волновые поля при пространственных зондированиях

Как явствует из предыдущего параграфа, возбуждаемые промвзрывами волновые поля в большинстве случаев близки к наблюдаемым при обычных взрывах, производимых в ГСЗ. Описанию регистрируемых при последних многоканальными сейсморазведочными станциями волновых полей посвящены многочисленные публикации [ 2, 12, 47, 66, 69, 81, 90, 131, 152, 187, 215 ]. Поэтому мы лишь кратко остановимся на некоторых особенностях регистрируемых при промвзрывах на Урале волновых полей.

В предыдущем разделе показана зависимость частотного спектра взрыва от замедления, состоящая в том, что с увеличением времени и числа ступеней замедления обедняются высокочастотные составляющие возбуждаемых упругих волн и, наоборот, подчеркиваются низкочастотные колебания. Это позволяет изучать последними опорные горизонты, а иногда и оценивать некоторые параметры сейсмических границ. Интересный материал в этих направлениях получен нами при изучении упругих волн в различных частотных диапазонах. На рис. 26 приведены записи от одного и того же взрыва станцией ПОИСК-КМПВ при фильтрации 0–22 (лента *a*)<sup>1</sup>, фильтрации 0–7 (лента *б*) и аппаратурой "Земля" (лента *в*). Комплексное использование этих данных позволяет выяснить ряд интересных особенностей. Так, по волнам первых вступлений  $K_4$ , связанным с разделом Конрада, отмечается следующее. При относительно высокочастотной фильтрации (лента *a*) волны  $K_4$  разрешены во времени и обладают относительно невысокой интенсивностью.<sup>4</sup> В низкочастотном же спектре (лента *в*) это, наоборот, единое неразрешенное колебание максимальной амплитуды. В целом среднюю между этими двумя характеристиками картину дает лента *б*, снятая при фильтрации 0–7 гц.

Далее, если так можно выразиться, в зоне вторых вступлений (интервал времен 19,5–21,0 сек) наблюдаются следующие особенности волнового поля.

<sup>1</sup> Здесь верхние три трассы — записи специальными низкочастотными усилителями.

Для всех фильтраций на времени 19,5–19,8 сек выражена волна  $K_6$ , отожествляемая, по аналогии с ранее полученными данными [187], с отражением от границы в "базальтовом" слое. Относительная интенсивность этого колебания возрастает с понижением частоты. Далее, в рассматриваемом интервале времен также наблюдается интересная картина – при высокочастотной фильтрации намечается не менее двух отраженных волн небольшой интенсивности, а аппаратурой "Земля" выделяется коррелирующееся с одной из них достаточно интенсивное отражение. При фильтрации 0–7 гц картина менее представительна.

Для времен 21,0–22,5 сек, когда фиксируются волны от раздела Мохоровичича, картина также интересна и различна. Во-первых, самые интенсивные и длительные колебания фиксируются на высокочастотной фильтрации – раздел Мохоровичича представлен здесь пакетом неразрешенных интенсивных волн, занимающих интервал времени в секунду. Низкочастотные записи аппаратурой "Земля" позволяют в этом пакете наметить порознь и преломленную и отраженную волны от раздела Мохоровичича, а станция ПОИСК при фильтрации 0–7 гц подчеркивает лишь отраженную волну.

В последующей части записи на больших временах при высокочастотной фильтрации выделяется ряд интенсивных колебаний, причем наблюдаемый в интервале времен 23,0–23,8 сек пакет в значительной степени аналогичен колебаниям, связанным с разделом Мохоровичича. Такая картина указывает на слоистость мантии. Существенно иная запись имеет место при фильтрации 0–7 гц, где в этом интервале нет выраженных волн, так же как и на записях аппаратуры "Земля". Но на последней ленте *в* на времени 25,2 сек фиксируется колебание, интенсивность которого даже превышает амплитуду волн, связанных с разделом Мохоровичича. Есть основание считать, что это отраженная волна от слоя, параметры которого благоприятны для ее индикации на продольных волнах с собственной частотой 3–4 гц.

#### Волновые поля, регистрируемые аппаратурой "Земля"

Как и в ГСЗ на Свердловском профиле этими исследованиями выделены следующие группы волн [68, 187, 192, 200, 203]

1.  $K_0$  – продольная прямая или слаборефрагированная волна, связанная с поверхностью невыветренных пород палеозойского фундамента (ленты *а, б, в* на рис. 27).  $K_0^S$  – ее поперечный аналог.

2.  $K_2$  и  $K_2^{OTP}$  – продольные волны, соответственно преломленная на поверхности "гранито-гнейсового" комплекса и отраженная от нее.  $K_2^S$  и  $K_2^{SOTP}$  – их поперечные аналоги (лента *б, в, г*).

3.  $K_3$  и  $K_3^{OTP}$  – продольные преломленная и отраженная волны, связанные с поверхностью "переходного" слоя, условно выделенного в нижней части "гранито-гнейсового" слоя.  $K_3^S$  и  $K_3^{SOTP}$  – их поперечные аналоги (лента *г*).

4.  $K_4$  и  $K_4^{OTP}$  – продольные преломленная и отраженная волны, связанные с границей Конрада (поверхность "базальтового" слоя).  $K_4^{SOTP}$  – поперечный аналог волны  $K_4^{OTP}$  (ленты *б, в, г, д*).

5.  $K_4^{OTP}$ ,  $K_6^{OTP}$ ,  $K_7^{OTP}$  – продольные отраженные волны от границ внутри "базальтового" слоя (ленты *г, д, е*).

6.  $M_0$  и  $M_0^{OTP}$  – продольные преломленная и отраженная волны, связанные с разделом Мохоровичича.  $M_0^{SOTP}$  – поперечный аналог волны  $M_0^{OTP}$  (ленты *г, д, е, ж*).

7.  $M_1$  и  $M_1^{OTP}$  – продольные волны, связанные с границей в верхней мантии.

Амплитудные графики и теоретические годографы выделенных упругих волн аналогичны установленным при наблюдениях со станций частотного анализа СЧА-6 в районе Свердловского профиля и иллюстрируемым на рис. 7. При

расстоянии до 40 км в первых вступлениях регистрируется волна  $K_0$ , представленная в начале интервала многофазным, а в конце — одно-двухфазным колебанием. В последующих вступлениях здесь выделяются двух-трехфазная волна  $K_2^{\text{отр}}$  и менее интенсивная волна  $K_4^{\text{отр}}$ . Горизонтальными приборами регистрируются их поперечные аналоги  $K_0$  и  $K_2^{\text{отр}}$  (лента *a* и *б* на рис. 27). Отношение амплитуд волн  $K_2^{\text{отр}}$  и  $K_2^{\text{отр}}$  изменяется в пределах один-пять. На расстоянии 45–60 км в первые вступления выходит волна  $K_2$ . Закритическая отраженная волна  $K_2^{\text{отр}}$  здесь более интенсивна, чем преломленная  $K_2$  (ленты *в* и *г*). Поперечные аналоги этих волн имеют лучшую разрешенность и большую интенсивность. Интервал 40–70 км от пункта взрыва наиболее благоприятен для регистрации отраженной волны  $K_4^{\text{отр}}$  (ленты *а* и *г*).

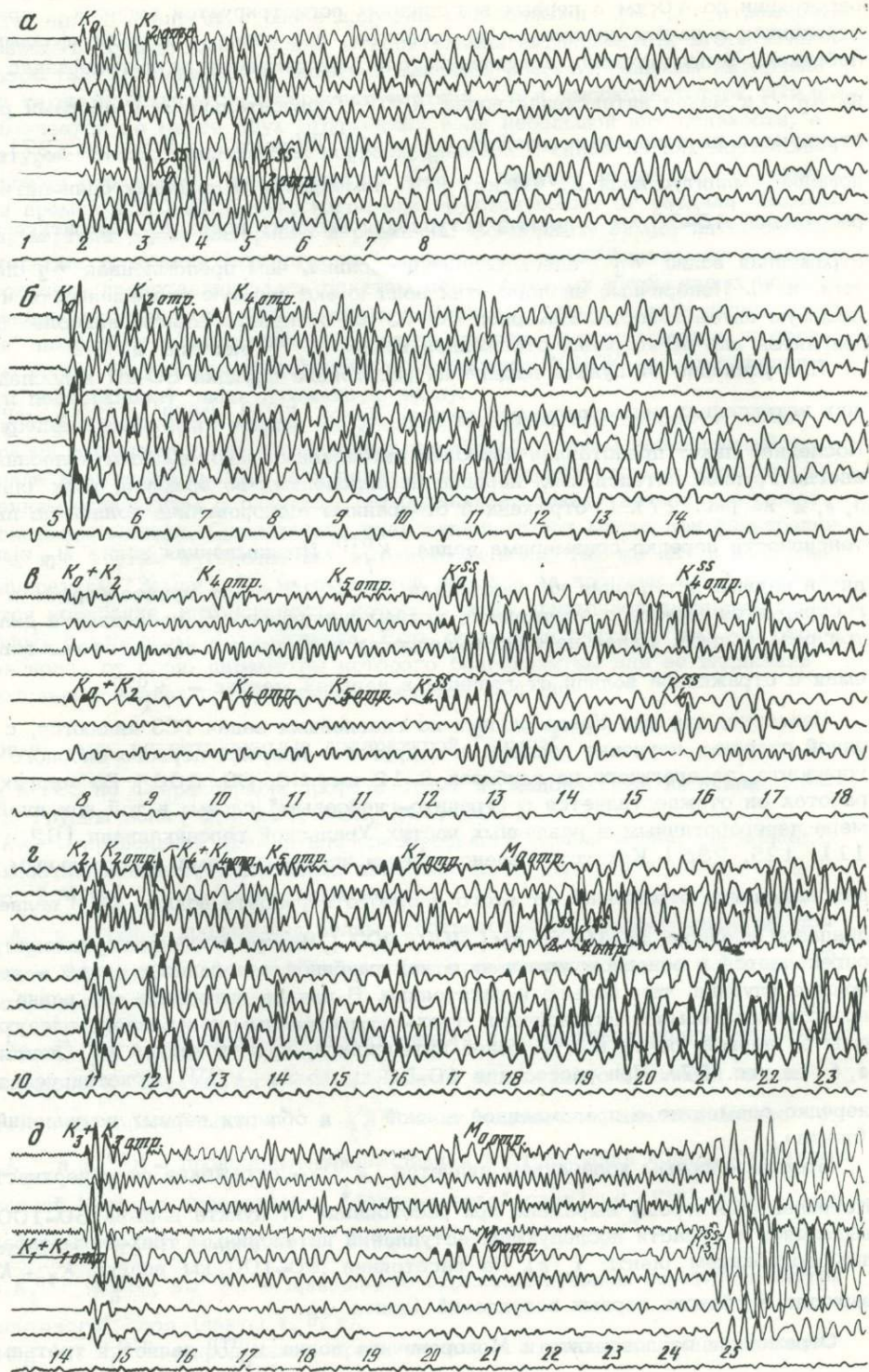
При удалении от пункта взрыва на расстояние порядка 80 км в последующих вступлениях регистрируются волны  $K_4^{\text{отр}}$ ,  $K_5^{\text{отр}}$ ,  $K_6^{\text{отр}}$ ,  $K_7^{\text{отр}}$  и  $M_0^{\text{отр}}$ . Последний пакет представлен наиболее интенсивным многофазным колебанием, иногда группой интенсивных, нередко неразделенных во времени, волн (ленты *д*, *е*, *ж* на рис. 27). С отраженной от границы Мохоровичича волной по интенсивности нередко соизмерима волна  $K_7^{\text{отр}}$ . Преломленная волна  $M_0$  выходит в первые вступления на расстоянии 200–220 км от пункта взрыва и регистрируется вместе с отраженной, причем интенсивность последней в два-три раза больше. Далее нередко выделяется интенсивная волна, отождествляемая с отраженной волной от границы в верхней мантии —  $M_1^{\text{отр}}$ .

Известно, что для Урала одними из главнейших задач ГСЗ являются, с одной стороны, изучение рельефа, а с другой — природы первого опорного горизонта, залегающего на глубинах 3–12 км [68, 69, 200]. Во многих работах он отождествляется с "гранито-гнейсовым" слоем, в той или иной мере переработанным в различных частях Уральской геосинклинали [62, 111, 125, 235]. Как установлено нашими исследованиями, оптимальным для выделения отраженной от этого опорного горизонта волны  $K_2^{\text{отр}}$  является диапазон удалений на 10–50 км [200, 207]. Внутри последнего километраж определяется в основном уже конкретной глубиной залегания границы — чем больше глубина, тем больше и расстояние. В начале интервала эта волна представлена обычно интенсивным трех-четырефазным колебанием, следующим за первой, почти всегда более интенсивной, прямой волной  $K_0$  (ленты *a*, *б* на рис. 27). При расстоянии 40–50 км волна  $K_2^{\text{отр}}$  регистрируется нередко совместно с преломленной волной  $K_2$  в области первых вступлений (лента *г*).

Вторым опорным колебанием является  $K_4^{\text{отр}}$  — отражение от поверхности Конрада. Оно хорошо выражено при расстояниях от пункта взрыва 30–100 км, выделяясь в области последующих вступлений интенсивным трех-четырефазным колебанием (ленты *г*, *е*). На расстоянии 90–100 км волны  $K_4 + K_4^{\text{отр}}$  выходят в область первых вступлений (лента *в*).

Отраженная от поверхности Мохоровичича волна  $M_0^{\text{отр}}$  является третьим опорным колебанием и трассируется с расстояний 50–60 км; наиболее интенсивно оно при удалениях свыше 100 км (лента *ж*).

Поперечные аналоги продольных опорных отражений обычно хорошо выражены на сейсмограммах горизонтальными приборами и служат дополнительным критерием правильности выделения и отождествления продольных волн  $K_2^{\text{отр}}$ ,  $K_4^{\text{отр}}$ ,  $M_0^{\text{отр}}$  [196, 203]. Установленное нами превышение амплитуд  $S$  ко-



Р и с. 27. Сейсмограммы аппаратуры "Земля" на различных расстояниях от пункта взрыва

а - 10 км; б - 23 км; в - 41 км; г - 59 км; д - 83 км; е - 102 км;  
ж - 215 км

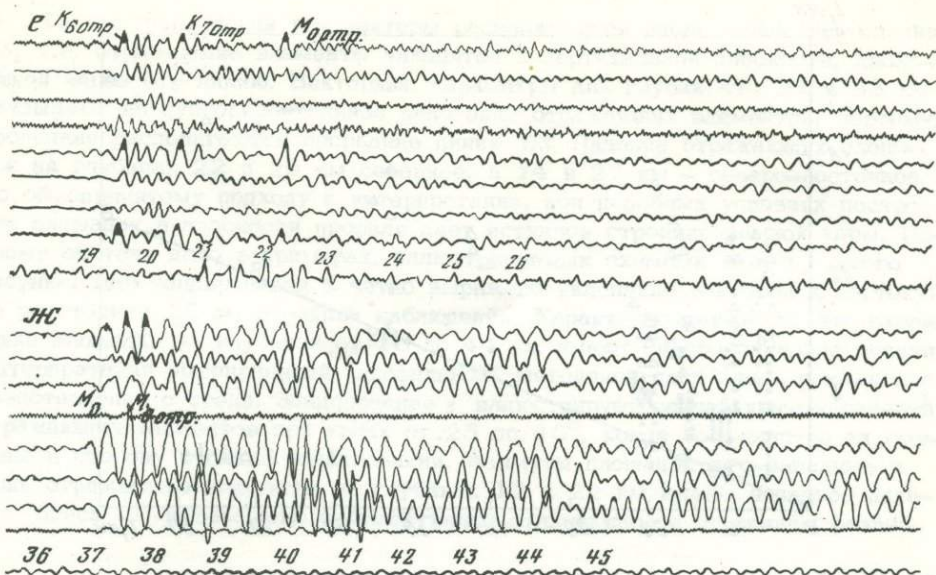


Рис. 27. (окончание)

лебаний в одних случаях и  $P$  колебаний — в других не нашло пока объяснения. Интенсивность поперечного поля существенно изменяется на разных стоянках: от почти равной продольному полю до обычно превосходящей ее в 2–4 раза. В интервале 85–90 км интенсивности продольного и поперечного полей становятся близкими, а при расстояниях 150–200 км — равными. На ряде стоянок выделяется волна Релея [203]. Интенсивность последней иногда достигает большой величины и, интерферируя с  $S$  полем, она не позволяет произвести расчленение последнего на отдельные волны.

Кроме отраженных волн  $P$  и  $S$  нередко были зарегистрированы преломленные (слаборефрагированные) волны типа  $PPS$  [196]. Относительно небольшие расстояния от пунктов взрыва не позволили выделять волны такого типа, связанные с поверхностью Коирада и от более глубоких границ. Учитывая сказанное, рассматривались данные по первой устанавливаемой наблюдениями со станций "Земля" границе. Основные определения глубин до нее падают, таким образом, на отражения  $K_2^{отр}$  и обменные волны  $PPS$  от промышленных взрывов. Меньшая информация об этой границе получена по обменным проходящим волнам удаленных землетрясений, интерпретировавшимся по известной методике [14].

#### Волновые поля, регистрируемые азимутальной установкой

По данным Н.И. Халевина и соавторов [208], при удалении от взрыва на 20 км первым вступлением выделяется продольная волна  $P_0$ , представленная трех-четырёхфазным колебанием (лента  $a$  на рис. 28). У наблюдаемых далее волн  $P_1$  и  $P_2$  плоскость поляризации близка к вертикальной. После двух-трехфазной поперечной волны  $S_3$  вступают интенсивные поверхностные волны  $R$ . На многих азимутogramмах, как и на ленте  $a$  (рис. 28), за поперечной волной  $S_3$  идет продольная волна  $P_3$ , а уже после нее — поверхностная. Интенсивность и длительность поверхностных волн быстро убывает с расстоянием, и после 25–30 км они не выражены. За полем поверхностных волн идут отражения, представленные как продольными  $P_{5-7}$ , так и поперечными  $S_6$  колебаниями. Здесь же вступают сложнополяризованные волны  $P_4, P_{8-10}$   $S_{4-5}$ .

При удалении на расстояние порядка 50 км первыми вступают простые прямые продольные волны (лента  $b$  на рис. 28). Далее картина усложняется.

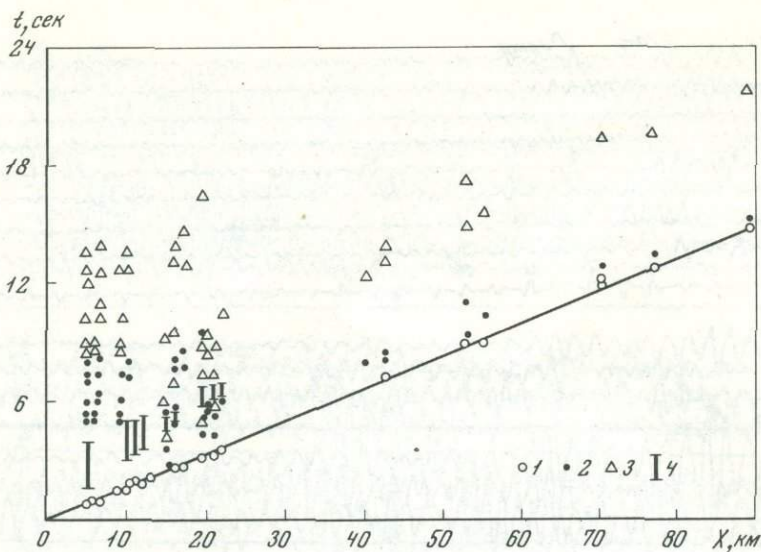


Рис. 29. Характер временного распределения различных волн

1 - продольные волны первых вступлений; 2 - преимущественно продольные отраженные волны; 3 - поперечные отраженные волны, главным образом от тех же границ, что и отраженные волны (знак 2); 4 - зоны доминирующего выражения поверхностных волн

"Чистых"  $P$  и  $S$  волн на азимутграмме, как правило, не наблюдается, поэтому производится разделение сложнопolarизованных колебаний на близкие к продольным  $P_{4-5}$  и поперечным  $S_{6-10}$ . Особенностью здесь можно считать присутствие вблизи первых вступлений группы интенсивных поперечных волн  $S_{1-4'}$ , которыми могут быть колебания, прошедшие большую часть пути продольными и "обменявшиеся" в верхней части разреза.

При совместном анализе сейсмограмм и азимутграмм были выделены наиболее характерные продольные волны и их поперечные аналоги. Из рис. 29 видно, что по крайней мере до расстояния от пункта взрыва порядка 50 км большинству отраженных продольных волн соответствуют поперечные.

Данные о видимых частотах выделенных на азимутграммах волн показывают, что с увеличением расстояния частота продольных волн уменьшается с 17-20 гц при 5 км до 11-13 гц при 140 км, а поперечных соответственно от 14-17 до 8-10 гц.

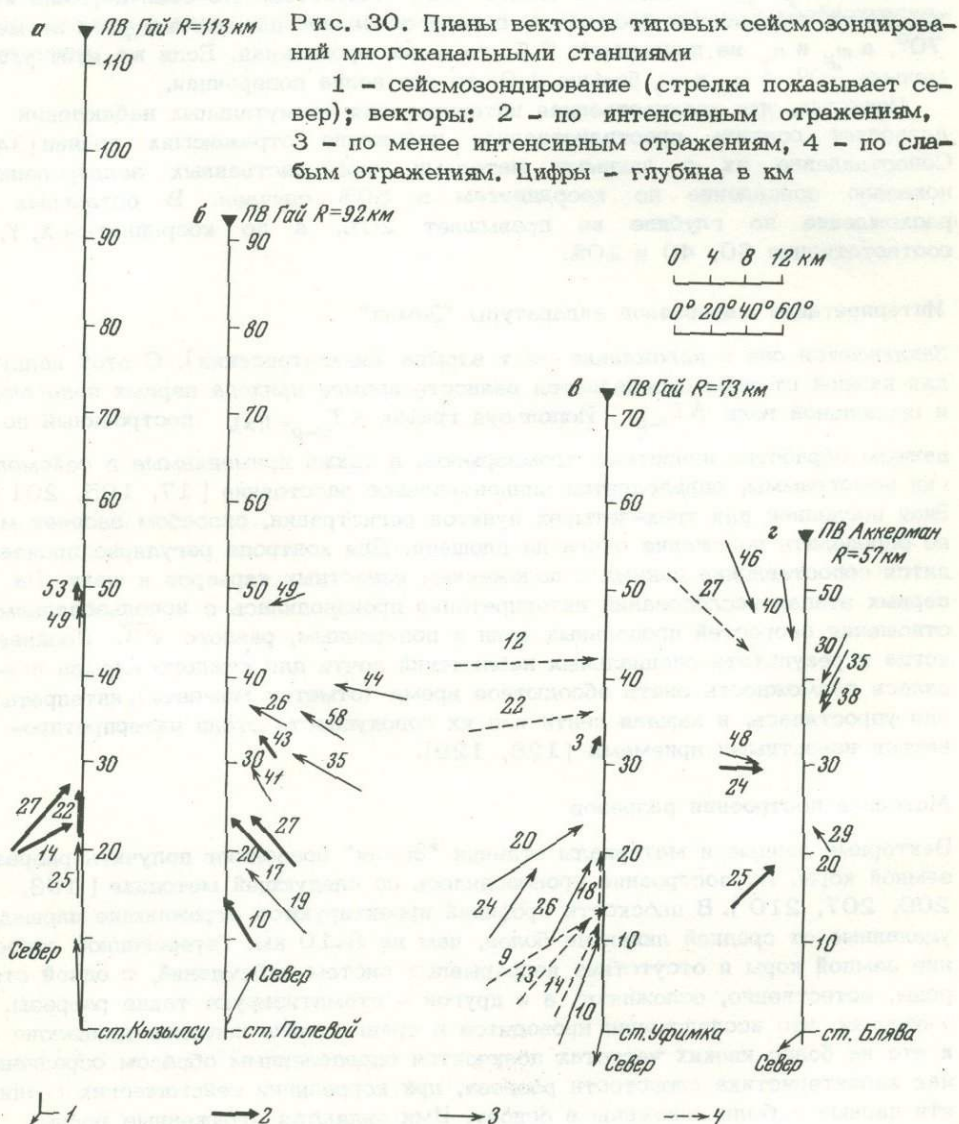
Неосложненные интерференцией поперечные волны разделяются на  $S_v$  и  $S_h$ , т.е. поляризованные соответственно в вертикальной и горизонтальной плоскостях. Последние обычно преобладают, а волны  $S_v$  выделяются в основном на лентах, полученных при мгновенных или малозамедленных взрывах.

## Методика интерпретации

### Интерпретация материалов МПЗ и азимутальных

Интерпретация МПЗ производилась методом градиентов [ 75, 193, 199, 207, 210 ]. При этом значения средних скоростей взяты с графиков, построенных по материалам ГСЗ для близрасположенных профилей: Темиртау - Куйбышевского и Свердловского [ 68, 215 ]. На рис. 30 приведены планы четырех сейсмозондирований, иллюстрирующие разнообразие полученного в Магнитогорском погружении материала [ 209, 210 ]. На первом из них при расстоянии

~ 113 км практически все векторы располагаются вдоль линии наблюдения OS, т.е. отражающие элементы находятся в вертикальной плоскости, проходящей через эту линию. Векторные параметры для глубин 49, 51 и 53 км указывают на субгоризонтальное залегание отражающих элементов, поэтому последние располагаются посредине линии OS. Падение отражающих площадок на глубинах 22 и 25 км северное, а 14 и 27 км – северо-восточное. По общепринятому подходу к интерпретации, при подобных условиях построение площадок в плоскости профиля дает истинное строение земной коры. Поиному обстоит дело в примерах, иллюстрируемых схемами б, в и г этого рисунка. Для зондирования б четко выражено уклонение векторов к востоку – до расстояния 15 км от линии наблюдения. Характерно также то, что отражающие площадки на глубинах от 10 до 44 км имеют северо-западное падение. Интерпретация общепринятой "профильной" методикой даст здесь искаженное представление о среде. Зондирование в иллюстрирует случай крутых падений отражающих элементов при углах от 25 до 40°, когда большинство их смещено в сторону стоянки зондирования. Азимуты площадок юго-западные и лишь отражающие элементы на глубинах 12 и 22 км имеют западное падение. Здесь мы имеем дело с существенно отличающимся строением различ-



ных частей профиля. При обычном "профильном" подходе к интерпретации истинное представление о среде будет искажено. На примере зондирования рассматривается случай веерного распределения векторов, характеризующих воронкообразную структуру нижней части коры. При этом устанавливается определенная асимметрия. — северные отражающие площадки наклонены к ее середине под углами  $10-15^\circ$ , тогда как в остальной части последние не превышают  $5-7^\circ$ .

Построенные для каждой интерпретировавшейся способом градиентов сейсмограммы векторы зондирований выносятся затем на план. Полученная в результате карта векторов падений отражающих элементов и является главным результативным материалом пространственных сейсмических зондирований. На основе этой карты могут быть построены сейсмогеологические разрезы по профилям, а также структурно-тектонические схемы.

Обработка азимутотграмм проводилась аналитическим способом [34, 208]. Определялись следующие параметры сложнополяризованных и интерференционных волн: азимут нормали к плоскости поляризации  $\omega_n$ , угол нормали к плоскости поляризации с вертикалью  $\phi_n$ , азимуты и углы подхода составляющих эллипса поляризации  $\omega_1, \omega_2$  и  $\phi_1, \phi_2$ ; относительные амплитуды составляющих колебаний  $m_x, n_y$  в плоскостях  $XOZ$  и  $YOZ$ . Считается, что если нормаль к плоскости поляризации составляет с горизонтальной плоскостью угол не менее  $70^\circ$ , а  $m_x$  и  $n_y$  не превышают 0,5, то волна продольная. Если же этот угол меньше  $70^\circ$ , а  $m_x$  и  $n_y$  больше 1,0, то это волна поперечная.

Известно, что количественная интерпретация азимутальных наблюдений позволяет оценить пространственное положение отражающих границ [34]. Сопоставление их с данными методами пространственных зондирований показало совпадение по координатам в 50% случаев. В остальных расхождение по глубине не превышает 20%, а по координатам  $X, Y, \phi$  соответственно 60, 40 и 20%.

#### Интерпретация материалов аппаратуры "Земля"

Заключается она в нахождении мест взрыва (землетрясения). С этой целью для каждой станции определяется разность времен прихода первых поперечной и продольной волн  $\Delta T_{s-p}$ . Используя график  $\Delta T_{s-p} = f(x)$ , построенный по данным обработки известных промвзрывов, а также применяемые в сейсмологии номограммы, определяется эпицентральное расстояние [17, 195, 201]. Зная последнее для трех-четырёх пунктов регистрации, способом засечек можно определить положение очага на площади. Для контроля регулярно производится сопоставление данных с положением известных карьеров и шахт. На первых этапах исследований интерпретация производилась с использованием отношения скоростей продольных волн к поперечным, равного  $\sqrt{3}$ . Позднее, когда в результате специальных наблюдений почти для каждого взрыва появилась возможность знать абсолютное время (отметку момента), интерпретация упростилась, и каждая лента или их совокупности стали интерпретироваться известными приемами [128, 129].

#### Методика построения разрезов

Векторные данные и материалы станции "Земля" позволяют получить разрезы земной коры. Их построение производилось по следующей методике [193, 200, 207, 210]. В плоскости профилей проектируются отражающие площадки, удаленные от средней линии не более, чем на 8-10 км. Гетерогенное строение земной коры и отсутствие непрерывных систем наблюдений, с одной стороны, естественно, осложняют, а с другой — схематизируют такие разрезы. Учитывая, что исследования проводятся в сравнительно широком диапазоне и что на более низких частотах получается определенным образом осредненная характеристика слоистости разреза, при корреляции сейсмических границ эти данные и были положены в основу. Ими являются отраженные волны,

изучавшиеся станцией "Земля", и отражения МПЗ, выделенные при низкочастотной фильтрации. Результаты исследований на более высоких (15—22 гц) частотах использовались в основном для выяснения "тонкой" структуры и закономерностей строения коры и как следствие локализации в ней блоков.

Для получения более объективного и осредненного представления о распределении отражающих элементов в земной коре были использованы два приема. Во-первых, учитывая возможное влияние синклиналичного ("котлового") эффекта на структуру поля, дополнительно к обычным векторным характеристикам определялись также аномальные. Последние получены вычитанием из наблюдаемых векторов составляющей, направленной на пункт взрыва. Они определяют, таким образом, чистый аномальный вектор, не связанный с влиянием синклиналичного эффекта. Во-вторых, для блоков коры (основной их размер  $8 \times 16 \times 50 \text{ км}^3$ ) производилось определение средних векторных характеристик. Благодаря этому появилась возможность более уверенно определять основные, определяющие характеристики отражающих элементов в каждом из таких элементарных блоков.

Зоны тектонических нарушений трассировались по осложнениям разрезов, выражающимся в крутых падениях отдельных площадок, резких изменениях горизонтов, их нарушении или вертикальном смещении, перемене наклонов отражающих площадок и т.д. С дневной поверхности разломы контролировались тектоническими нарушениями, намеченными по геологическим и геофизическим сведениям.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЛОЩАДНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА  
УПРУГИМИ ВОЛНАМИ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ

## Средний Урал

## Район Свердловского профиля ГСЗ

Опытные исследования по опробованию и разработке методики площадного изучения земной коры методом пространственного зондирования (МПЗ) проведены Институтом геофизики УФАИ СССР и Баженовской геофизической экспедицией УТГУ-МГ и ОН РСФСР в 1964 г. в районе пункта взрыва "Северский" Свердловского профиля ГСЗ [193]. Этот участок был выбран по следующим соображениям. Во-первых, профильное глубинное сейсмическое зондирование позволило получить здесь детальный разрез земной коры, необходимый для сопоставления с данными МПЗ. Во-вторых, представилась возможность использовать как специальные взрывы, производимые при ГСЗ, так и взрывы в карьерах и шахтах. Благодаря этому можно было сопоставить возбуждаемые ими волновые поля.

Пространственные зондирования выполнены в небольшом объеме — для трех расстановок сейсмоприемников, расположенных на зеленокаменных породах Тагило-Магнитогорского мегасинклиория, вблизи контакта с Сысертским массивом Восточно-Уральского мегантиклинория (соответственно зоны А и Б рис. 31). Использовалась шестидесятиканальная станция ПСЛ-3 при фильтрации 10–20 гц и сейсмоприемники СПЭН-1 с собственной частотой 10 гц. Расстояние между сейсмоприемниками 50 м, база зондирования 1450 м. Были опробованы крестообразная и треугольная формы установок приемников при трех — шести пунктах взрыва, расположенных в различных азимутах на расстояниях от 2 до 10–20 км, реже до 60–80 км. Взрывы производились в скважинах глубиной 8–10 м, большей частью группируемых по 3–4. Вес зарядов изменялся от 50 до 700 кг.

Выполненное сопоставление волновых полей специальных взрывов ГСЗ и промышленных взрывов в карьерах показало, что в большинстве случаев наблюдается их подобие. Полученные в результате работ сейсмограммы характеризуют сложную волновую картину. На лентах обычно выделяется ряд осей синфазности, относимых к отражениям и прослеживающихся на фоне различного рода нерегулярных колебаний — помех. Корреляция "полезных" волн нередко затруднена слабой выразительностью их записей. Отражения от основных горизонтов в земной коре, в том числе и от границы Мохоровичича, в примененном диапазоне частот регистрируемых волн и расстояний не доминируют. Ранее для этого участка по ГСЗ установлено, что выделение волн затруднено даже при непрерывной системе наблюдений; для относительно небольших расстояний от пунктов взрыва здесь оказалось невозможно построить протяженные годографы [68]. Преимущество методики МПЗ в таких условиях наметилось в том, что площадки строятся по всем отражениям и при достаточном объеме материала можно исключать случайные элементы, не укладывающиеся в общие закономерности. Проведенные одновременно с пространственными зондированиями наблюдения со станцией частотного анализа показали, что при более низкочастотных фильтрациях уже регистрируются опорные отраженные волны [191, 202].

Определение параметров векторов отражающих элементов МПЗ выполнено способом градиентов, причем средние скорости взяты по результатам ГСЗ на Свердловском профиле (см. рис. 13). Рис. 31 иллюстрирует полученные при

интерпретации векторы, направление которых указывает на падение отражающих элементов, а длина пропорциональна величине угла их наклона. Построен также сейсмический разрез I-I, где на линию профиля спроектированы отражающие площадки, находящиеся от нее на расстояниях до 10 км. Установлено, что детальность расчленения разреза методикой пространственных зондирований больше, чем при профильных ГСЗ. Однако при малом количестве наблюдений невозможно даже наметить положение опорных горизонтов. Отмечено несовпадение ряда отражающих площадок МПЗ с границами, построенными по данным ГСЗ. Несогласие элементов отражающих площадок пространственных

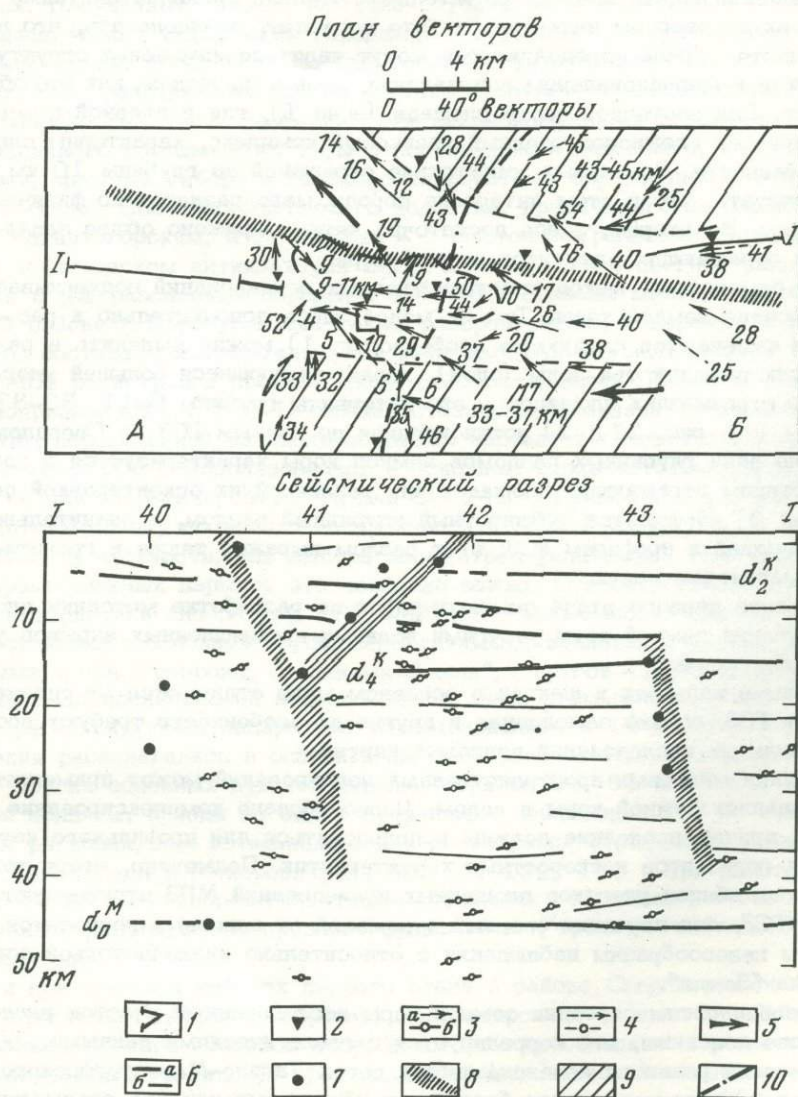


Рис. 31. Результаты пространственных зондирований в районе Свердловского профиля ГСЗ (по Н.И. Халевину, А.М. Бунькову, В.В. Долгих, 1968, с дополнениями Н.И. Халевина, 1973 г.)

1 - пункты зондирований; 2 - пункты взрыва; 3 - векторы (а) и отражающие площадки (б) по уверенным данным; 4 - то же, менее уверенные; 5 - преобладающие падения отражающих площадок в блоках земной коры; 6 - преломляющие (а) и отражающие (б) границы по данным ГСЗ; 7 - точки дифракций; 8 - зоны глубинных разломов; 9 - горизонты (зоны) с повышенной концентрацией отражений; 10 - граница пород различного состава

зондирований с некоторыми из последних может обуславливаться относительно локальными неоднородностями, которые не проявились при профильном глубинном сейсмическом зондировании с более удаленных пунктов взрыва.

Сейсмические материалы в комплексе с геологическими данными позволили высказать следующие соображения о строении земной коры участка. В восточной краевой части Тагило-Магнитогорского мегасинклинория (зона А) породы характеризуются преобладанием увеличенных до  $20-40^\circ$  углов наклона, при общем северо-западном направлении падения. По-видимому, кроме известного по геологическим данным для этой части мегасинклинория общего западного падения пород здесь в значительной степени проявляется также погружение их в северном направлении. Это позволяет предполагать, что в некоторых частях Урала определяющими могут являться изменения структурных элементов в меридиональном направлении, а не в широтном, как это обычно считается. Для восточной части площади (зона Б), где с дневной поверхности картируется сложнопостроенный гнейсовый комплекс, характерны следующие особенности. Во-первых, отсутствие отражений до глубины 10 км позволяет считать, что в этом интервале породы мало разнятся по физическим свойствам. Во-вторых, здесь достаточно четко выражено общее западное падение отражающих элементов земной коры.

Как уже отмечалось, метод пространственных зондирований подчеркивает сложное строение земной коры. Тем не менее здесь дополнительно к рассмотренным намечаются следующие особенности: 1) можно выделить в различных частях площади три зоны (слоя), характеризующиеся большей упорядоченностью отражающих площадок — это интервалы глубины 9-11, 33-37 и 43-45 км (см. рис. 31); 2) установленная по данным ГСЗ на Свердловском профиле зона глубинных разломов земной коры характеризуется в поле МПЗ отсутствием отражающих площадок или различной их ориентировкой по обе стороны; 3) намечается субширотный глубинный разлом, в значительной мере совпадающий с профилем ГСЗ; этот разлом выражен также в гравитационном и магнитном полях.

В результате первого этапа опытных работ по разработке методики площадного изучения земной коры упругими волнами промышленных взрывов установлено следующее.

1. Взрывы в карьерах и шахтах в основном мало отличаются от специальных взрывов ГСЗ, однако замедления и другие их особенности требуют постановки специальных исследований волновых картин.

2. Методика массовых пространственных зондирований может применяться при исследованиях земной коры в целом. Целесообразно комплексирование МПЗ и ГСЗ, причем последние должны использоваться для профильного изучения опорных горизонтов и скоростных характеристик. Подмечено, что в тех случаях, когда вблизи участков площадных исследований МПЗ отсутствуют профильные ГСЗ, для изучения опорных отражений от основных горизонтов земной коры целесообразны наблюдения с относительно низкочастотной аппаратурой типа "Земля".

3. По особенностям строения земной коры исследованный участок разделяется на две половины, что коррелируется с геологическими данными. Западная часть — зона развития зеленокаменных пород Тагило-Магнитогорского мегасинклинория — характеризуется более крутыми углами наклона отражающих элементов и преобладанием северо-западного и северного падений, особенно для глубинных горизонтов. В восточной зоне, где верхняя часть разреза представлена гранито-гнейсами, отмечаются более пологие углы с преобладающим западным падением.

4. Установлены значительные изменения углов наклона границ и соответственно глубин до отражающих горизонтов при движении с севера на юг. Это свидетельствует о более сложном строении Уральской геосинклинали, чем это нередко представляется. Такая картина требует дополнить субширотные профили ГСЗ через Урал субмеридиональными или переходить на площадное глубинное сейсмическое зондирование.

Как отмечено в предыдущем разделе, на первом этапе опытных работ в районе Свердловского профиля ГСЗ было установлено, что значительный интерес для площадного изучения пространственных элементов земной коры Урала может представлять комплексирование метода пространственных зондирований с многоканальной сейсморазведочной аппаратурой, с одной стороны, и трехкомпонентных точечных сейсмических наблюдений с аппаратурой типа "Земля" — с другой. Разработка методики таких исследований проводилась на Среднем Урале на территории площадью 10 000 км<sup>2</sup> в районе городов Асбест — Первоуральск. Полученные данные частично опубликованы [199, 200]: Субширотный профиль между указанными городами, к которому тяготеет значительная часть наблюдений, пересекает Верхисетскую гранитную интрузию на западе и Мурзинский гранитный массив на востоке (соответствующие антиклинории см. на разрезе рис. 32). Разделены они зеленокаменными породами (эффузивы различного состава и их туфы с подчиненными диабазами, кварцевыми диоритами, местами габбро и тальково-карбонатные образования). Эти зоны входят в состав Восточно-Уральского поднятия, граничащего на западе с Тагил-Магнитогорским, а на востоке — с Восточно-Уральским погружением<sup>1</sup>. В Асбестовском антиклинории Восточно-Уральского прогиба развиты основные и ультраосновные породы, с которыми связаны месторождения асбеста. В районе г. Первоуральска также распространены изверженные породы основного состава с месторождениями железных руд магматического типа.

При МПЗ регистрация производилась сейсмостанциями ПСЛ-3 и СС-24П с сейсмоприемниками СПЭН-1. Каждая станция дополнялась приставкой АПМЗ-4М, переделанной на низкочастотный вариант в соответствии со схемами работы [100]. Использовались в основном низкочастотные фильтры: 10-20 гц для ПСЛ-3 и 15-20 гц для СС-24П<sup>2</sup>. Применение регистрации на магнитную пленку позволяло воспроизводить записи упругих волн, что необходимо, в частности, для выбора параметров фильтратий. При использовании промышленных взрывов это особенно важно. Относительно низкочастотные характеристики аппаратуры АПМЗ-4М дают возможность как бы перебросить мост между в основном трудно сопоставимыми волновыми полями, регистрируемыми, с одной стороны, станциями "Земля", с другой — СС-24П и ПСЛ-3.

На площади исследований использовались семь промышленных пунктов взрыва, регистрирующая аппаратура устанавливалась в 14 пунктах. Пункты наблюдения располагались в основном на трех расстояниях от карьеров г. Асбеста и других основных пунктов взрыва: порядка 30, 60 и 85 км. Эти удаления приняты, исходя из опыта профильных наблюдений ГСЗ на Урале и в других регионах, как оптимальные для регистрации отраженных волн от поверхностей Коирада и Мохоровичича [68, 87, 131, 180]. При расстояниях порядка 30 км регистрировались также отражения от границы, отождествляемой обычно с поверхностью древнего фундамента ("гранито-гнейсового" комплекса или слоя).

Как и при опытных работах первого этапа в районе Свердловского профиля ГСЗ, пространственные зондирования зафиксировали на площади Асбест-Первоуральск сложное волновое поле, в котором преобладают отражения от различно наклоненных границ. По преобладающей динамической невыразительности картина близка к установленной ранее на Свердловском профиле ГСЗ для аналогичных расстояний от пунктов взрыва [68]. Записи станциями "Земля" существенно упрощены тем, что сейсмограммы обычно воспроизводились в диапазоне частот 2-6 гц.

<sup>1</sup> Геологические данные см. в кн. "Геология СССР", т. 12, ч. 1, кн. 2 [150].

<sup>2</sup> Выбор комплекса регистрирующей аппаратуры был в значительной мере предопределен имеющимися приборами. Поэтому он, естественно, не претендует на универсальность.

План векторов

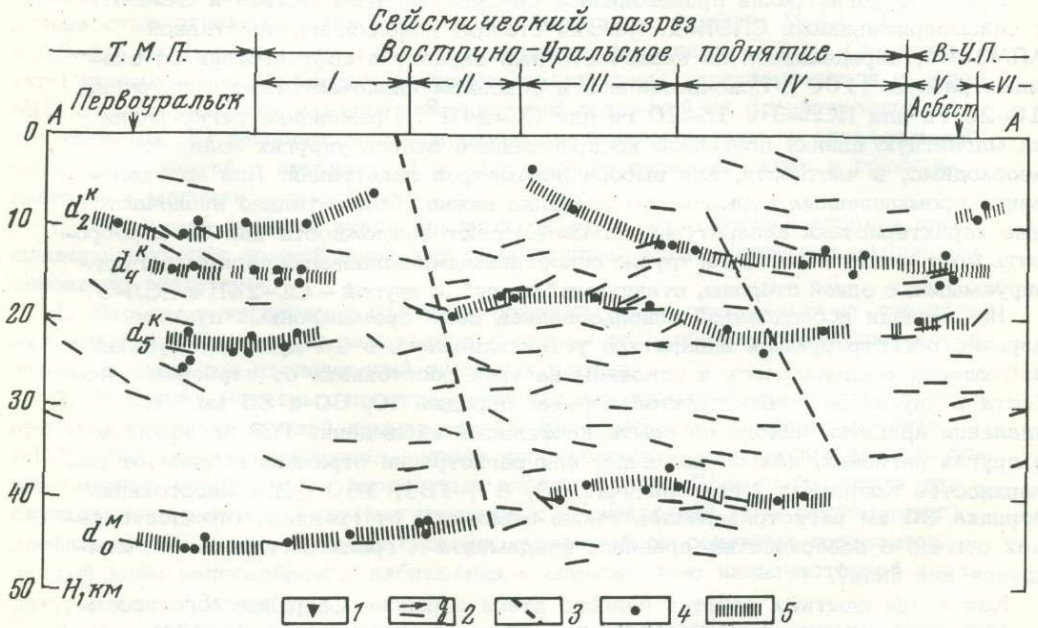
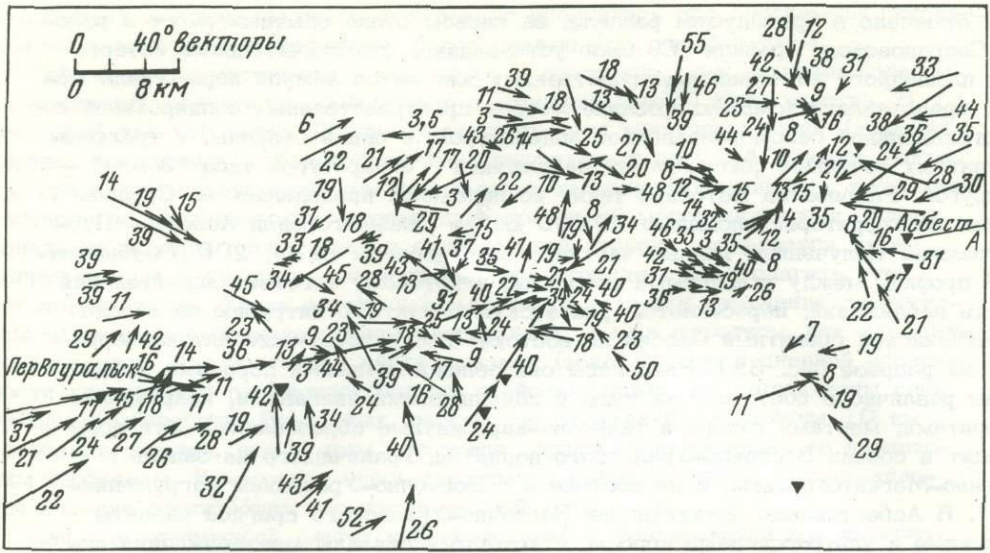


Рис. 32. Результаты площадных сейсмических исследований на участке Асбест - Первоуральск Среднего Урала (по Н.И. Халевину, А.М. Бунькову, Э.А. Незолоновой, В.С. Ломакину, 1971; с дополнениями Н.И. Халевина, 1973 г.)

1 - пункты взрыва; 2 - векторы (а) и отражающие площадки (б) по уверенным данным; 3 - зона глубинного разлома; 4 - отражающие площадки по данным зондирования станции "Земля"; 5 - опорные отражающие горизонты.

Структуры: Т.-М.П. - Тагило-Магнитогорский прогиб; I - Верхисетский антиклинорий; II - Свердловский синклинорий; III - Сысертский антиклинорий; IV - Мурзинский антиклинорий; V - Асбестовский синклинорий; VI - Рефтинский антиклинорий; В.-У.П. - Восточно-Уральский прогиб

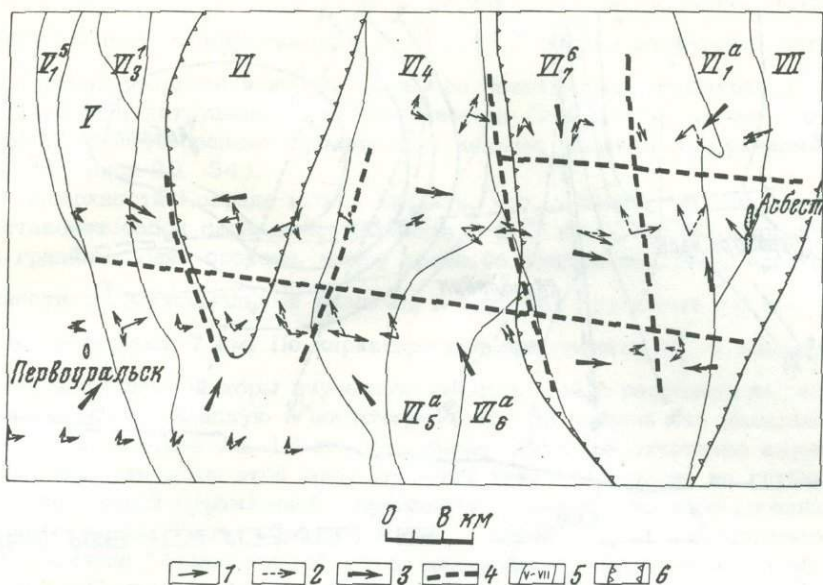


Рис. 33. Структурные элементы земной коры участка Асбест - Первоуральск (по Н.И. Халевину и Э.А. Незолоновой, 1969 г.)

1 - преобладающие падения отражающих элементов при площади осреднения  $8 \times 15 \text{ км}^2$ ; 2 - преобладающие падения "аномальных" (разностных) векторов; 3 - основные направления падения отражений в блоках коры; 4 - линии сочленения блоков коры с различным наклоном отражающих площадок; 5 - контуры тектонических структур: Тагило-Магнитогорский прогиб (VI), Восточно-Уральское поднятие (VII), Восточно-Уральский прогиб (VIII); 6 - границы гравитационных аномалий различного знака. Величины векторов падения и "аномальных" пропорциональны количеству отражающих площадок на каждом участке осреднения площадью  $8 \times 15 \text{ км}^2$

Иллюстрацией результатов интерпретации полученных материалов являются карта векторов падения отражающих элементов и сейсмический разрез по субширотному профилю длиной 100 км (см. рис. 32), а также схемы структурных элементов земной коры (рис. 33) и рельефа трех опорных сейсмических горизонтов (рис. 34). При построении сейсмического разреза на плоскость проектировались векторы, удаленные до 10 км от линии профиля. Можно видеть, что они характеризуют сложное строение участка. Здесь наблюдается широкий диапазон изменения как углов наклона отражающих площадок, так и их ориентировки.

Однако намечаются следующие закономерности<sup>1</sup>: во-первых, в пределах западной части площади векторы имеют преобладающее восточное направление, что можно коррелировать с соответствующими падениями пород прибортовой зоны Тагило-Магнитогорского погружения; во-вторых, в верхней половине земной коры центральной части Восточно-Уральского поднятия до глубины 20 км векторы отображают наиболее сложное строение земной коры из всей изученной площади; низы коры здесь также специфичны, так как характеризуются наибольшим количеством отражающих площадок.

<sup>1</sup> Следует подчеркнуть, что определенная обедненность верхней части разреза связана нередко с тем, что расстояния до пунктов взрыва обычно превышали 30 км, что является оптимальным для изучения отраженными волнами глубин более 10 км.

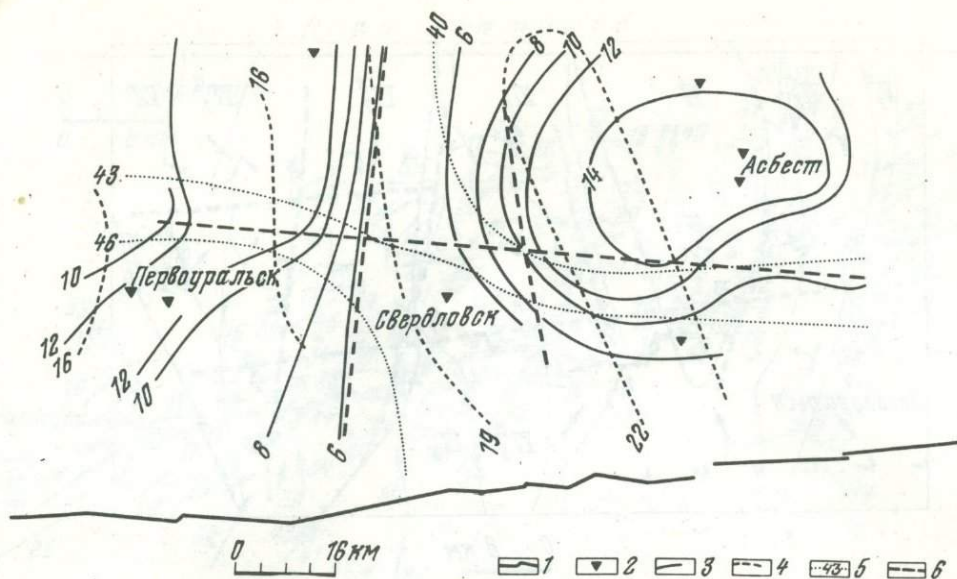


Рис. 34. Структурные элементы земной коры участка Асбест-Первоуральск (изоглубины опорных горизонтов в км) по сейсмическим данным (по Н.И. Халевиному, Э.А. Неозленовой, В.С. Ломакину, 1969 г.)

1 - профиль ГСЗ (Свердловский); 2 - пункты врыва; 3 - изоглубины I опорного отражающего горизонта ( $d_2^k$ ); 4 - изоглубины II опорного отражающего горизонта ( $d_4^k$ ); 5 - изоглубины III опорного отражающего горизонта ( $d_0^M$ ); 6 - глубинные разломы

Изучение продольных и поперечных отраженных волн аппаратурой "Земля" позволило выделить три опорных горизонта, расположенных на глубинах 5-14, 16-23 и 40-48 км (см. разрез на рис. 32). По аналогии со Свердловским профилем ГСЗ, находящимся южнее, они отождествляются соответственно с поверхностью древнего фундамента  $d_2^k$  ("гранито-гнейсовый" слой), границей Конрада  $d_4^k$  ("базальтовый" слой) и границей Мохоровичича  $d_0^M$  (верхняя мантия). Поверхность  $d_2^k$  характеризуется относительно сложным рельефом. В западной части площади по ней отмечается субмеридиальная желобообразная структура с погружением до глубины 10-12 км (см. рис. 34). Эта зона соответствует Тагило-Магнитогорскому прогибу, но включает в себя также и западную часть Восточно-Уральского поднятия. Таким образом, подтверждается ранее высказанная точка зрения о том, что на Среднем Урале в земной коре имеет место единая глубинная структура [187]. Далее на восток, на меридиане Свердловска, поверхность  $d_2^k$  поднимается до 4-5 км. Такое резкое изменение глубин до границы и ее прерывистость увязываются нами с зоной нарушения, которая, по-видимому, фиксирует истинную пограничную область между Тагило-Магнитогорским прогибом и Восточно-Уральским поднятием. Этот разлом отмечается и для более глубоких частей земной коры. В восточной части площади, в районе г. Асбеста, вновь наблюдается погружение опорного горизонта, теперь уже до глубины 14-15 км. В отличие от первого, оно имеет изометричную, вытянутую в широтном направлении форму. Такая картина позволяет считать, что гранодиоритовые образования Мурзинского и Рефтинского антиклинориев составляя единое целое и на глубине эта структура имеет иную форму, чем это представляется по геологическим данным, когда выходы пород характеризуют преобладание у них меридиональных размеров [150].

По аналогии с данными ГСЗ на Свердловском профиле первая опорная отражающая граница отождествляется с  $d_2^k$  [ 68 ]. Однако достаточно детальное сопоставление рельефа и продолжение соответствующих изоглубин на юг, в район профиля, затруднено тем, что севернее Свердловска имеет место ее сложный, ступенеобразный субширотный подъем, осложненный разломом земной коры (см. рис. 33, 34).

О поверхности Конрада можно сказать, что, с одной стороны, она нередко представляет собой слой, зону, мощностью 2–3 км. С другой стороны, рельеф этой границы более спокоен, чем у древнего фундамента. Так, если для поверхности  $d_2^k$  максимальные различия в глубинах достигают 10 км, то здесь они не превышают 7 км. По характеру рельефа границы  $d_4^k$  и общему строению средней зоны земной коры изученную площадь можно разделить на разграниченные нарушением западную и восточную части. На западе эта поверхность расположена на глубине 15–16 км, т.е. имеет место ее отчетливо выраженный подъем. Особенностью этой зоны является также выделение на глубине 23–24 км еще одной отражающей поверхности довольно широкого площадного распространения. Таким образом, здесь, с одной стороны, продолжается на север поднятие "базальтового" слоя, выявленного Свердловским профилем ГСЗ [ 68 ]. С другой стороны, подтверждается также установленное последним своеобразное и более сложное строение земной коры в Тагило-Магнитогорском погружении и западной части Восточно-Уральского поднятия. Восточнее поверхность Конрада залегает в основном на глубинах 18–20 км. Лишь в середине этой зоны отмечается желобообразное погружение границы до глубины 22–23 км, коррелирующееся с данными ГСЗ по Свердловскому профилю. По рельефу раздела Мохоровичича на площади наблюдается выраженное увеличение мощности коры при движении с северо-востока на юго-запад соответственно от глубин, меньших 40 км, до превышающих 46 км.

Особенности структуры основных границ позволяют наметить два субмеридиональных разлома земной коры. Однако наибольший интерес в этом плане представляет впервые выделенное на Урале по сейсмическим материалам субширотное нарушение земной коры и, видимо, верхов мантии. Попытки их выявления по комплексным геолого-геофизическим данным ранее предпринимались неоднократно [ 8, 43, 99, 110, 178, 181, 216 ]. Однако сейсмические сведения были крайне необходимы для оценки представительности таких построений. Актуальность получения возможно более полных данных в этом направлении подчеркивается, в частности, и тем, что при уверенном выделении наряду с субмеридиональными также и разломов иной ориентировки можно в ряде случаев по новому оценивать металлогению некоторых площадей. Дело в том, что по существующим представлениям многие узлы оруденений тяготеют к зонам пересечения разновозрастных различно ориентированных разломов.

По поверхности мантии в зоне субширотного разлома наблюдается ступень с амплитудой порядка 5 км, с погружением в южном и юго-западном направлениях (см. рис. 34). Как уже отмечалось, по границе Конрада этот разлом не выражен. Однако его рельефно отображает структурная карта поверхности первого опорного горизонта. Характер ступени для последнего существенно осложнен, однако в целом картина обратна наблюдаемой для верхней мантии, так как до поверхности древнего фундамента севернее разлома глубина больше, чем к югу от него. Вероятно, возникающий при этом компенсационный эффект и является причиной того, что в гравитационном поле эти структурные элементы не отображены.

Необходимо остановиться несколько подробнее на описании субширотного сейсмического разреза по линии городов Первоуральск-Асбест. Как уже упоминалось, здесь выделяются три блока различного строения земной коры (см. рис. 32). Западный совпадает с Тагило-Магнитогорским погружением и окраинной Восточно-Уральского поднятия. Ранее высказывалось предположение, что

это единая структура первого порядка [ 68, 187 ]. Площадные сейсмические исследования подтверждают, что, видимо, ее всю следует отождествить с Тагил-Магнитогорским погружением. Основной особенностью блока является увеличение мощности коры до 45-48 км при большей расчлененности и относительно спокойном залегании опорных границ. Рельеф границы  $d_4^K$  здесь обратен конфигурации границ  $d_2^K$  и  $d_0^M$ . Средний блок включает в себя Свердловский синклинорий и Сысертский антиклинорий Восточно-Уральского поднятия. Отличительная его особенность - положительные формы рельефа всех границ при минимальной глубине их залегания. Краевая часть Восточно-Уральского поднятия, представленная Мурзинским антиклинорием, по характеру земной коры аналогична восточной окраине Восточно-Уральского прогиба, поэтому их можно объединить в единый третий блок. Здесь вдоль профиля имеют место сравнительно спокойный рельеф опорных горизонтов, значительные глубины до границ  $d_2^K$  и  $d_4^K$ , а до поверхности  $d_0^M$  они относительно невелики. Такое сходство структурного плана основных границ позволяет говорить об идентичности значительных этапов развития всего блока земной коры. Подтверждением этого может служить и предполагаемое соединение на глубине 3-5 км Мурзинского и Рефтинского гранодиоритовых массивов.

Как уже отмечалось в главе III, метод пространственных зондирований характеризует земную кору Урала сложной гетерогенной средой, насыщенной различно ориентированными отражающими площадками. В этом сложном поле иногда даже могут затухиваться те или иные структурно-тектонические элементы и, наоборот, за счет избирательности "синклинального" эффекта будет подчеркиваться лишь часть отражений. С целью ослабления влияния этого явления при обработке материала были применены следующие способы. Во-первых, для блоков коры с площадью дневной поверхности размером  $8 \times 15$  км<sup>2</sup> определялись средние, наиболее вероятные векторные характеристики. Последние выносились на план в центрах этих площадей осреднения (см. рис. 33). С целью оценки и учета синклинального эффекта определялись разностные векторы. Осуществлялось это следующим образом. Из наблюдаемого вектора вычиталась направленная на пункт взрыва составляющая. Оставшаяся "аномальная" часть характеризовала лишь пространственные элементы отражающей площадки, ни в какой мере не связанные с избирательностью синклинального эффекта. Для разностных векторов описанным способом производилось также определение наиболее вероятных характеристик. Для участка Асбест - Первоуральск осредненные векторные данные позволили установить следующее.

1. Сложная гетерогенная структура земной коры проявляется и здесь, однако уже более рельефно отображаются крупные черты ее строения, более четко выделяются блоки.

2. Выясняется, что определяющими элементами являются системы пересекающихся субширотных и субмеридиональных разломов земной коры, совпадающие с зонами нарушений, выделенными по специфике волновых полей и характеру опорных отражающих границ, установленных исследованиями со станцией "Земля" (см. рис. 32, 34). Сопоставление рис. 32 и 33 показывает, что иллюстрируемые первым из них субвертикальные разломы соответствуют узлам пересечения границ блоков различной структуры земной коры второго чертежа. Эти зоны пересечения различно ориентированных разломов являются, таким образом, наиболее выразительными элементами искажения волнового поля и как следствие - наиболее благоприятными для выделения сейсмическим методом.

3. Одной из основных особенностей строения земной коры изученной части Среднего Урала является изменение структур в меридиональном направлении. В самом деле, если в южной и северной частях площади преобладают соответственно северные и южные наклоны отражающих площадок, то в средней зоне, в полосе порядка 20 км, более представительны западные или восточные. Здесь

наблюдается сравнительно дробная блоковость, причем падения векторов разнятся значительно даже на малых расстояниях друг от друга. Можно поэтому считать, что в середине участка имеет место субширотная зона более нарушенной, осложненной земной коры. Южная ее граница хорошо выражена и по данным станции "Земля".

4. Полезность комплексного использования МПЗ с многоканальной аппаратурой и точечных наблюдений со станцией "Земля" иллюстрируют данные рис. 32 и 33. Показанная на рис. 32 брахисинклиналиная складка проявляется во всей земной коре. Об этом говорят падения векторов на участке к западу от Асбеста. Они направлены в основном к единому центру, характеризуя тем самым воронкообразную структуру, выраженную по всей коре. Следует отметить, что в гравитационном поле эта структура сказывается лишь частично — если в южной части данные сейсмометрии и гравиметрии коррелируются, то в северной они отображают различные элементы строения.

#### Участок Асбест

Рассмотренные в предыдущих разделах материалы показали, что методика изучения пространственных характеристик земной коры упругими волнами промышленного взрыва может быть применена и для более детального исследования ее верхней части. С целью выяснения возможностей метода и его дальнейшей разработки проведены опытные работы на участке Асбест восточного склона Среднего Урала в зоне Асбестовского синклинория Восточно-Уральского прогиба [ 207 ]. Упругие колебания здесь возбуждаются взрывами в карьерах района г. Асбеста и в 10–12 км к северо-западу от него (рис. 35, 36).

На участке площадью 500 км<sup>2</sup> выполнено более 20 сейсмических зондирований, большинство из них прямоугольной формы (рис. 35). Использовались модернизированные на низкочастотный вариант сейсморазведочные станции СС-24П и ПСЛ-3 с сейсмоприемниками СПЭН-1, расстояние между которыми 50 м<sup>1</sup>. Регистрация упругих волн производилась одновременно также и на магнитную пленку аппаратурой АПМЗ-4М. В тех случаях, когда сейсмостанция находилась на расстояниях менее 5–7 км от пункта взрыва, применялся описанный в главе III автомат для включения лентопротяжного механизма, срабатывающий от первого сигнала отметчика, принятого радиостанцией [ 206 ].

Величина взрываемых зарядов достигала 20 т и более, что позволило осуществить равномерную сеть наблюдения даже при интенсивных помехах, так как имелась возможность проводить измерения на минимальных усилениях. Так, ряд лент был получен при стоянках непосредственно на отвалах карьеров. Для борьбы с распространенными здесь наводками от линий электропередач применялся компенсатор электромагнитных помех КЭПС [ 205 ].

В результате исследований "тонкой" волновой картины, характеризующей структуру земной коры при относительно небольших (до 10–15 км) удалениях от пунктов взрыва, установлено следующее. Обычно фиксируется сложное поле, в котором наблюдается до 5–8 и более динамически невыраженных отраженных волн. В ряде же случаев некоторые закритические отражения имеют доминирующие амплитуды, но по площади соответствующие им горизонты тем не менее также невыдержанны. Углы наклона отражающих площадок изменяются от 0 до 50°, причем изменения их наклонов и ориентировок происходят нередко даже при небольших удалениях друг от друга как по вертикали, так и по горизонтали. Азимутальные наблюдения показали, что в регистрируемом поле кроме продольных отражений обычно убедительно представлены и поперечные, и сложнополяризованные колебания [ 208 ].

Интерпретация материалов производилась методом градиентов [ 75, 207 ] с использованием средней скоростной характеристики среды, установленной

<sup>1</sup> Для выяснения характера волн на их выходе из земной коры станция ПСЛ-3 была снабжена азимутальной установкой из восьми сейсмоприемников НС-3, наклоненных под углом 30° к горизонтальной плоскости.

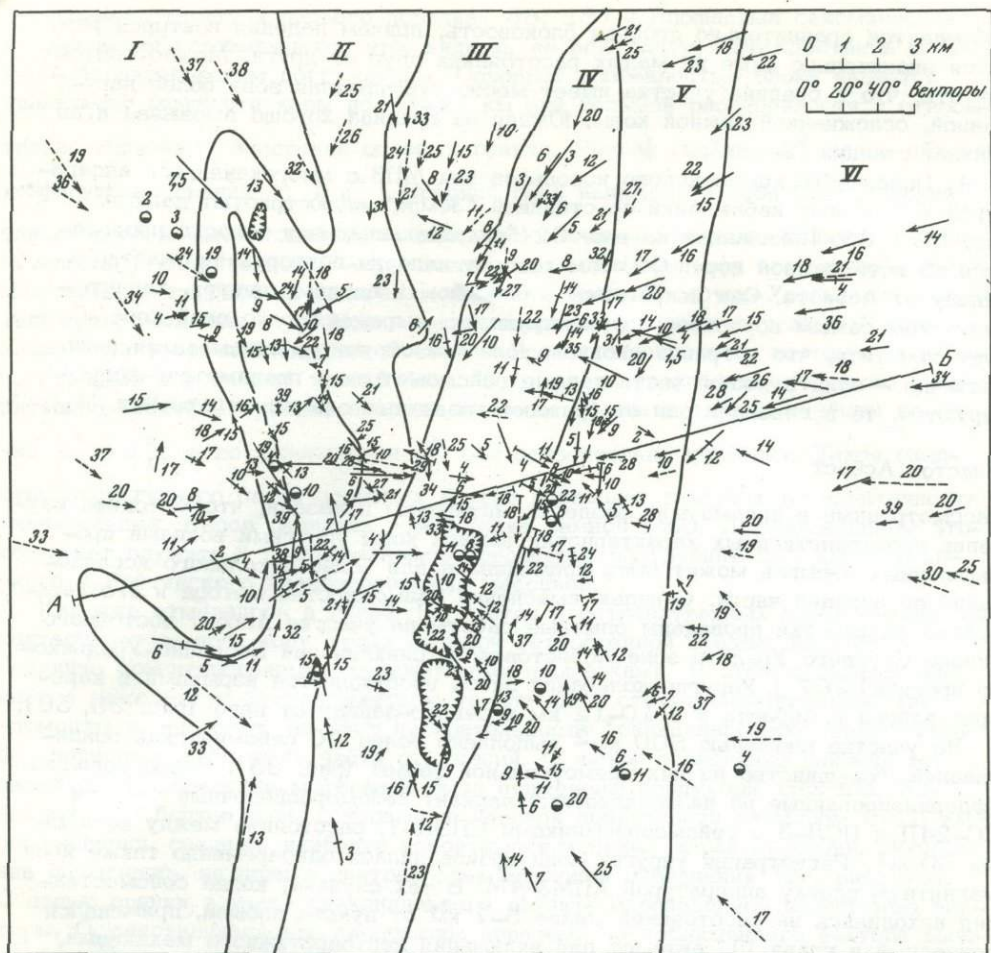


Рис. 35. Результаты пространственных зондирований на детальном участке "Асбест" (по Н.И. Халевину, А.М. Бунькову, В.А. Панюшкину, 1973)

Условные знаки см. на рис. 36

на Свердловском профиле ГСЗ [68]. В результате по отраженным продольным волнам построен план векторов и сейсмический разрез (см. рис. 35). Материалы МПЗ на участке Асбест позволили установить следующее.

1. Акустические свойства верхней части земной коры и расстояния, превышающие 3-5 км до пунктов взрыва, а также помехи от прямых поперечных и поверхностных волн не позволили получить характеристику глубин меньше 2-3 км. Во всем изученном интервале выявлено сложное строение земной коры, где углы падения отражающих площадок изменяются от 0 до 40-50°. В коре устанавливается зональность, которая по аналогии с ГСЗ на Свердловском профиле интерпретируется связанной с ее общей слоистостью.

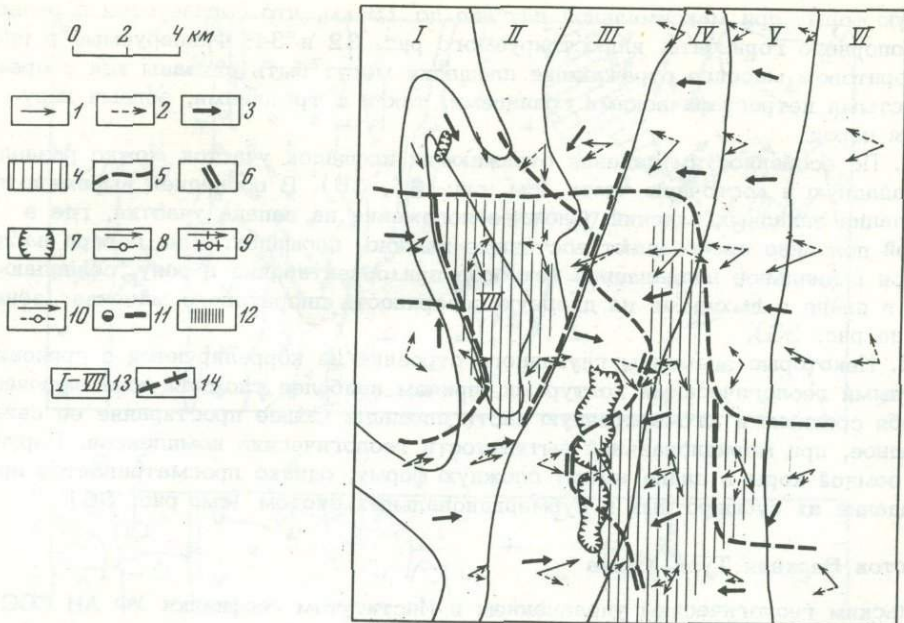


Рис. 36. Структурные элементы земной коры участка "Асбест" по данным сейсмометрии (по Н.И. Халевину, А.М. Бунькову, В.А. Панюшкину, 1973, с дополнениями Н.И. Халевина, 1974 г.)

1 - преобладающие падения отражающих площадок при площади осреднения  $4,0 \times 2,5 \text{ км}^2$ ; 2 - преобладающие направления падения "аномальных" (разностных) векторов; 3 - основные направления падения отражений в блоках коры; 4 - зоны наиболее осложненной коры; 5 - линии сочленения блоков коры различного падения отражений; 6 - линии сочленения наиболее разнящихся блоков; 7 - карьеры; 8 - векторы и площадки по продольным волнам; 9 - то же, в предположении поперечной природы последних; 10 - векторы и площадки, построенные в предположении продольной природы волн, но интерпретировавшиеся уже и как поперечные (условный знак 9); 11 - горизонтальные отражающие элементы; 12 - пункты пространственных зондирований; 13 - Мурзинская гранитная интрузия (I), сланцы и амфиболиты (II), диабазы, порфириды (III), серпентиниты, местами габбро (IV), Рефтинская гранитная интрузия (V), диоритовые массивы (VI-VII); 14 - субвертикальные зоны нарушения

2. Для краевой северо-восточной части площади, где развиты серпентиниты, граниты и диориты (зоны IV, V и VII на рис. 35), векторы указывают на западное и юго-западное падение отражающих площадок с преобладающими углами  $20-30^\circ$ . В юго-восточной части участка доминируют уже северо-западные падения, причем углы наклона площадок уменьшаются до  $5-15^\circ$ . В середине зоны V, где на дневной поверхности картируются граниты, выделение преобладающих падений отражений затруднено.

3. Мурзинский гранитный массив (зона I) имеет восточное падение и, погружаясь, подстилает на глубине 3-5 км ультраосновные породы и сланцы зон III и IV. В пользу этого свидетельствует и гравиметрия: отсутствие заметной положительной аномалии  $\Delta g$  не позволяет обосновать значительную вертикальную мощность плотных пород. В то же время бурением установлено, что мощность серпентинитов не превышает 1 км, поэтому они не могут обеспечить достаточного компенсационного эффекта. Выходом рассматриваемого единого гранодиоритового тела на востоке, видимо, являются граниты и диориты Рефтинского антиклинория (зоны V и VI). Ложе этого комплекса имеет чашеоб-

разную форму при максимальной глубине до 15 км, что согласуется с рельефом опорного горизонта, иллюстрируемого рис. 32 и 34. Фиксируемые в гранодиоритовом массиве отражающие площадки могут быть связаны как с прерывистыми петрографическими границами, так и с трещинами, зонами нарушения пород.

4. По особенностям падения отражающих площадок участок можно разделить на западную и восточную части (см. рис. 35, 36). В последней выражено преобладание западных падений. Сложнее положение на западе участка, где в южной половине преобладают восточные наклоны площадок, а на севере наблюдается радиальное направление векторов при ориентировке в зону, совпадающую в плане с выходами на дневную поверхность диоритового массива (зона VII на рис. 35).

5. Некоторые элементы глубинного строения не коррелируются с приповерхностными геологическими контурами, причем наиболее сложная зона включает в себя среднюю и юго-восточную части площади. Общее простирание ее северо-западное, при меридиональной вытянутости геологических комплексов. Нарушения земной коры в плане имеют сложную форму, однако просматривается преобладание их субширотных и субмеридиональных систем (см. рис. 36).

#### Участок Верхняя Тура-Кушва

Уральским геологическим управлением и Институтом геофизики УФ АН СССР здесь проведено опробование сейсморазведки методом пространственных зондирований с целью выяснения возможностей метода при изучении структурных элементов зеленокаменных пород Тагильского погружения [40, 198]. Геологическое строение участка весьма сложное. На расстоянии порядка 30 км наблюдаются три существенно различные структурно-фациальные зоны, сложенные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами (рис. 37). Восточная Красноуральская зона I сложена падающими на восток под углом  $70-80^\circ$  породами диабаз-альбитофировой и андезито-базальтовой формаций. Зона II - срединная, сложена породами, принадлежащими к андезито-базальтовой, трахиандезито-базальтовой, туфогенно-флишевой и вулканогенно-молассовой формациям, также падающими на восток, но полого - под углом  $10-20^\circ$ . В строении западной - Кабанской зоны III принимают участие породы колчеданоносной формации, в общем аналогичной Красноуральской. Падение пород здесь крутое, восточное. Структурно-фациальные зоны отделены друг от друга разломами глубинного заложения, из которых восточный известен в литературе под названием Туринского, а западный - Кабанско-Павдинского [198]. Породы восточной зоны сдвиги-надвиговыми дислокациями северо-северо-западного направления полого надвинуты на породы срединной с вертикальной амплитудой надвига 1 км (по структурной скв. 3) и горизонтальным смещением, предположительно оцениваемым километрами.

Сейсмические наблюдения проводились по системе массовых пространственных зондирований [40]. Применялись сейсмостанции СС-30/60 с сейсмоприемниками СПМ-16 на фильтрации 35-60. Взрывы производились в скважинах глубиной 5-6 м. Средний вес зарядов 25 кг. Количество пунктов взрыва для каждого зондирования 2-6; расстояния между центрами последних изменялись от нуля до 4 км. Размер базы зондирования 435 м при расстоянии между приборами 15 м. На большинстве сейсмограмм в интервале времен от 0,3 до 1,2 сек, реже до 2,5 сек, выделяется по три - шесть отраженных волн. Сейсмограммы характеризуются сложными, нередко интерференционными колебаниями. Методом градиентов интерпретировались наиболее простые волны. В результате на площади установлено несколько участков с определенной информацией по отраженным волнам. На сейсмическом разрезе можно видеть, что в интервале глубин 0,5-3,0 км имеется ряд отражающих горизонтов. Если на глубинах 0,5-1,5 км породы характеризуются широким изменением углов наклона - от 0 до  $60^\circ$ , то на глубинах 1,5-3,0 км этот диапазон сужается при общем уменьшении углов до  $15-20^\circ$ . Отмечается также определенная подчерк-

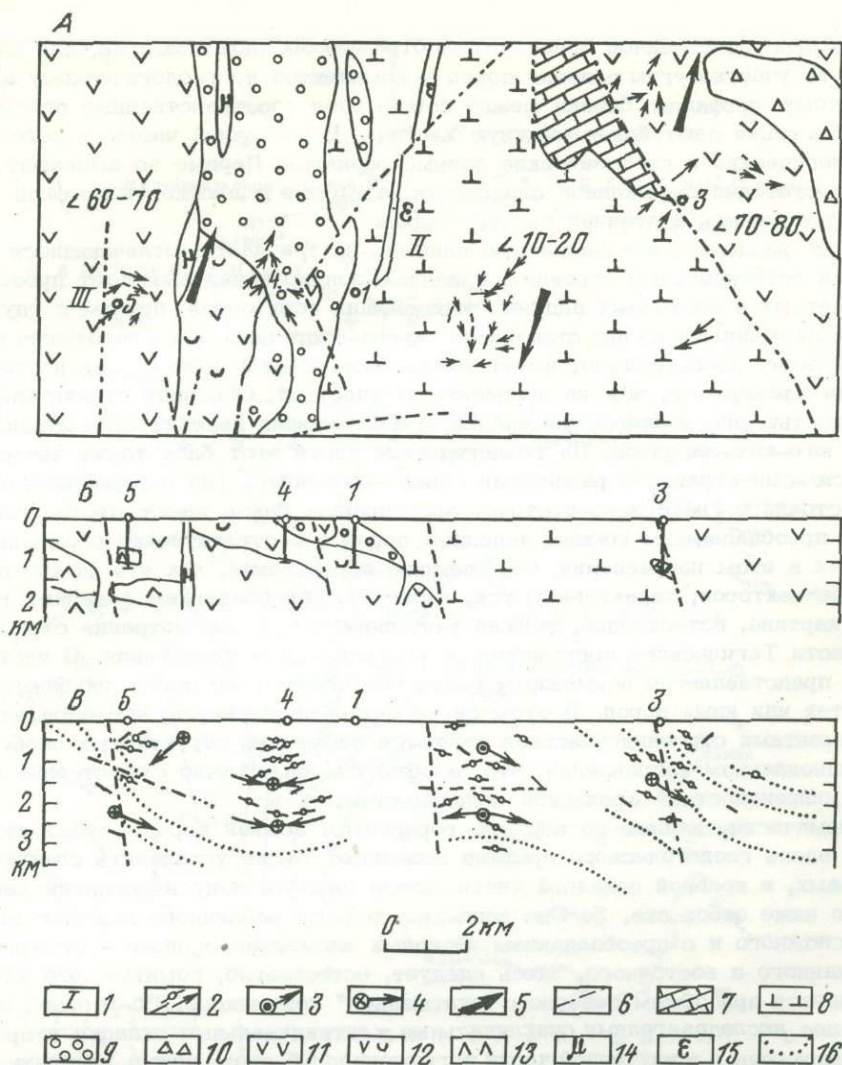


Рис. 37. Результаты пространственных сейсмических зондирований на участке Верхняя Тура - Кушва

А - геологическая схема и план векторов отражающих площадок по данным Б.П. Козина и материалам Баженовской экспедиции (В.С. Дружинина и др., 1969 г.), с дополнениями Н.И. Халевина, Г.Ф. Червяковского; Б - геологический разрез по Б.П. Козину; В - сеймотектонический разрез по сейсмическим материалам Баженовской экспедиции, с дополнениями Н.И. Халевина, Г.Ф. Червяковского, 1970.

1 - номера структурно-фациальных зон; 2 - вектора и отражающие площадки; 3 - результирующий вектор, характеризующий преобладание южного падения; 4 - результирующий вектор, характеризующий преобладание северного падения; 5 - общее падение в блоке верхней части коры; 6 - зона нарушений; 7 - известняки среднего девона; 8 - нерасчлененный субвулканический комплекс туринской формации; 9 - нерасчлененный вулканогенно-осадочный комплекс туринской формации; 10 - жерловые брекчии; 11 - нерасчлененные вулканогенные породы именновской андезито-базальтовой формации; 12 - переслаивание туфоконгломератов, песчаников и лав базальтового состава именновской формации; 13 - диабазы, диабазовые порфириды кабанской формации; 14 - дайки; 15 - снениты; 16 - возможные сдвиговые плоскости. Арабские цифры на разрезах - номера скважин

нутость пространственной ориентировки отражающих площадок. Так, для западной части участка углы падения пород и комплексов по геологическому и сейсмическому профилям близки между собой, хотя пространственные сейсмические наблюдения дают более сложную картину. В восточной части, в районе скв. 3, геологические и геофизические данные разнятся. Первые не выделяют здесь достаточно выраженной слоистости, а вторые в плоскости профиля продолжают отмечать восточное падение пород.

Можно разделить исследованную площадь на три части, отличающиеся следующими особенностями строения. Западные зондирования выявляют преобладание северных и восточных падений отражающих горизонтов, причем с глубиной более выдержанными из них становятся северо-восточные. Иное положение в центральной зоне. Здесь, видимо, имеет место блок земной коры с иными структурными элементами, чем на прилегающих участках. Основной отличительной особенностью его является изменение преобладающих падений отражающих границ на юго-юго-западное. На геологической карте этот блок также четко выделяется - он ограничен разломами северо-восточного (на северо-западе) и юго-восточного (на северо-востоке) простирания. Здесь имеет место участок коры с преобладающим южным падением пород и соответственно общее погружение их в этом направлении. Окружающие образования, как это можно видеть на плане векторов, характеризуются, наоборот, преобладанием северных падений. Такая картина, естественно, должна учитываться при рассмотрении строения этой части Тагильского погружения, в том числе и металлогении. В частности, теперь представляется возможным более обоснованно оценивать глубины залегания тех или иных пород. В этом свете важно подчеркнуть, что определяющими элементами строения участков являются изменения структурных особенностей в меридиональном направлении, что, вообще говоря, обычно существенно маскируется общеизвестной Уральской зональностью.

Сейсмические данные по верхним горизонтам земной коры в субширотной полосе вдоль геологического профиля позволяют также установить следующее. Во-первых, в краевой западной части можно ожидать зону несогласия непосредственно ниже забоя скв. 5. Она разделяет породы различного падения: сверху более сложного и с преобладанием западных элементов, а ниже - относительно выдержанного и восточного. Здесь следует, естественно, помнить, что все это наблюдается при общем северном "скаtywании" комплексов. Во-вторых, намеченные ранее исследователями синклиналильные и антиклиналильные складки второго порядка выражены и в изученной части погружения. Об этом можно говорить по крайней мере для середины участка, что видно по характеру интервала глубин 1,5-3,0 км сейсмического разреза.

### **Южный Урал (Магнитогорский мегасинклиорий)**

Разработка и применение методики площадного изучения строения земной коры упругими волнами промышленных взрывов в карьерах и шахтах выполнялись здесь в 1970-1972 гг. (рис. 38). Естественно, что были получены относительно более полные данные о структурных элементах земной коры. Поэтому рассмотрение их производится детальнее, чем это делалось для других участков [209, 210].

Геология района. По существующим представлениям площадь исследований расположена в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости, Центрально-Уральского поднятия, Магнитогорского погружения и Восточно-Уральского поднятия [1, 41, 43, 107, 125, 150]. Нами в основном исследовалась земная кора Магнитогорского погружения мегасинклиория, для других же из перечисленных структур затронуты лишь прилегающие к нему краевые зоны. Хотя изучению строения этой важной структуры Урала посвящены многочисленные работы, на ее строение, особенно глубинное, нет единой точки зрения. По данным "Геология СССР", т. 12, ч. 1, кн. 2 [150], оно представляется в следующем виде.

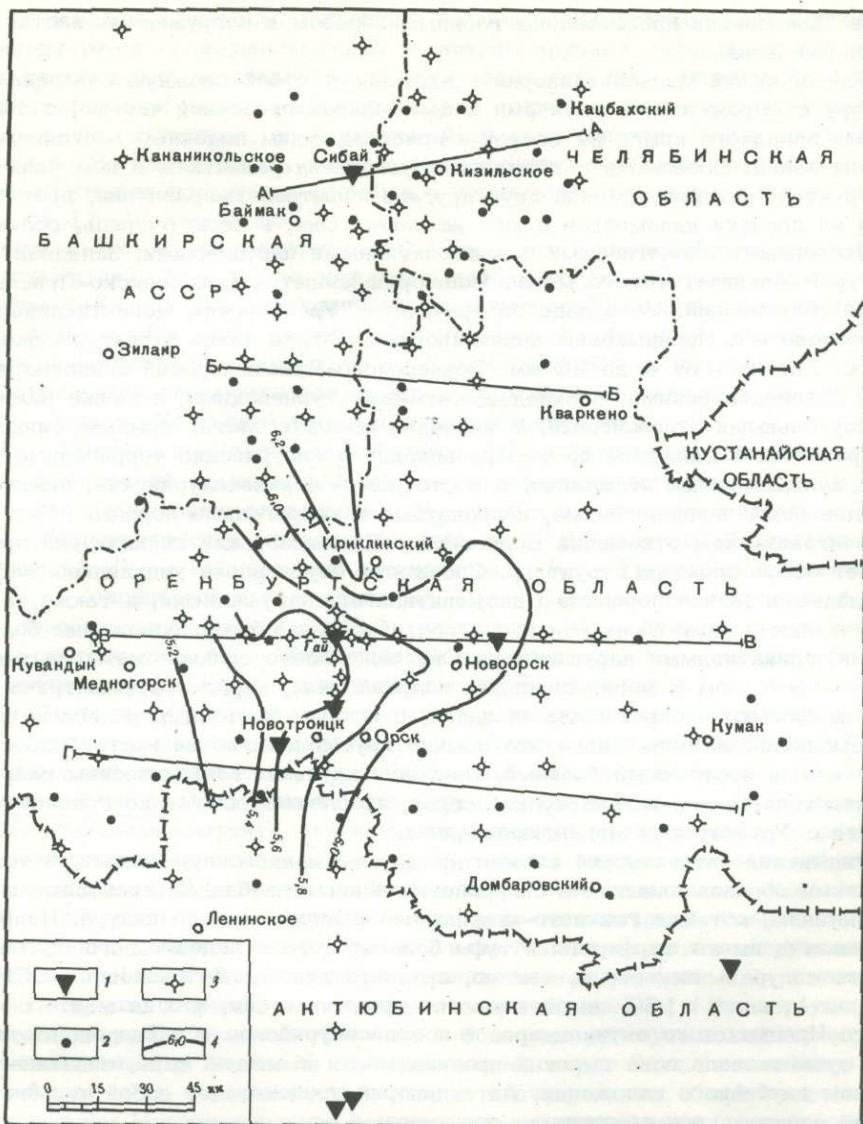


Рис. 38. Схема площадных сейсмических исследований на Южном Урале упругими волнами промыворывов (по А.М. Постниковой, 1973 г.)

1 - пункты промышленных вырвов; 2 - пункты наблюдений многоканальными станциями и станциями "Земля"; 3 - пункты наблюдений "Земли"; 4 - изолинии скоростей продольных волн первых вступлений, км/сек. А-А, Б-Б, В-В, Г-Г - расчетные профили

В Магнитогорском мегасинклинии установлен наиболее полный геологический разрез эвгеосинклинальных отложений палеозойского цикла развития Южного Урала. Вдоль глубинных разломов, ограничивающих его на западе и востоке, распространены ультраосновные интрузии. Как в зонах этих разломов, так и вдоль других тектонически ослабленных зон, установлены также небольшие интрузивы габбро, диоритов, плагиогранитов.

Погружение (мегасинклиний) сложено палеозойскими породами от ордовикского до среднекаменноугольного возраста. При этом преобладают силурийские, девонские и нижнекаменноугольные осадочные и вулканогенные образования. Ордовикские и нижнесилурийские толщи развиты в прилегающих к соседним Центрально-Уральскому и Восточно-Уральскому поднятиям участках. Верхнепалео-

зойские образования представлены главным образом в погруженных частях центральной зоны.

Магнитогорский мегасинклиниорий представляет собой сложную синклиналичную структуру с выраженными крыльями и центральной приосевой частью, с общим падением западного крыла на восток и преобладающим падением восточного крыла на запад. Сложность погружения обусловлена развитием в нем ряда крупных структур, которые, сменяя друг друга в широтном направлении, протягиваются на десятки километров с юга на север. Они, в свою очередь, осложнены многочисленными пликативными и дизъюнктивными нарушениями. Западной структурой Магнитогорского мегасинклиниория является Вознесенско-Присакмарский синклиниорий. На западе он граничит с Уралтауским мегантиклиниорием, а на востоке — с Ирендыкским антиклиниорием. Общая длина структуры около 400 км, ширина — от 4 до 20 км. Вознесенско-Присакмарский синклиниорий сложен среднедевонскими, верхнедевонско-нижнетурнейскими, а также нижнекаменноугольными отложениями. В наиболее высоких частях крыльев синклиниория развиты: в западном крыле ордовикские и силурийские терригенные и частью вулканогенные отложения, в восточном — верхнесилурийские, нижне- и среднедевонские вулканогенные, карбонатные и терригенные породы.

В тектоническом отношении Вознесенско-Присакмарский синклиниорий представляет собой сложную структуру. Сложность обусловлена ундулирующей шарнира, складками разных порядков и дизъюнктивными нарушениями, а также крупными и мелкими телами интрузивных пород. Складки обычно осложнены более мелкими, пликативными нарушениями. Они чаще всего сильно сжаты, вытянуты в северо-восточном и меридиональном направлениях, нередко асимметричны или изоклинальны и опрокинуты на запад, с крутым восточным падением крыльев. Дизъюнктивные нарушения — это обычно крутопадающие на восток сбросы с опущенными восточными блоками. Наиболее крупным тектоническим разрывом является Восточно-Уралтауский сброс, прослеживающийся по границе синклиниория с Уралтауским мегантиклиниорием.

Ирендыкский антиклиниорий сложен преимущественно силурийскими, а также девонскими образованиями. Из силурийских в нем преобладают основные и кислые эффузивы, а также глинисто-кремнистые сланцы нижнего силура. Наибольшее развитие имеют порфириды и туфы базальтового и андезитового состава верхнего силура — нижнего и, частью, среднего девона. В "Геологии СССР", т. 12, ч. 1, кн. 2 [150] высказывается предположение, что на месте современного Ирендыкского антиклиниория в позднесилурийское и раннедевонское время существовала зона высокой проницаемости в земной коре, связанная с разломом глубинного заложения. Антиклиниорий представляет собой линейно вытянутую сложную асимметричную структуру.

Сложность строения антиклиниория подчеркивается дизъюнктивными нарушениями типа сбросов и крутых надвигов. Падение их чаще всего восточное крутое — углы от 60 до 90°. Силурийские и девонские толщи, слагающие антиклиниорий, во многих местах прорваны интрузивными породами. При этом серпентиниты образуют пояс, по-видимому, приуроченный к глубинному разлому. Падение серпентинитов преимущественно крутое восточное.

Кизильский или собственно Магнитогорский синклиниорий составляет центральную зону Магнитогорского мегасинклиниория. Южнее Магнитогорска он расширяется до 40 км (в районе Сибая). К югу вследствие воздымания шарнира синклиниорий постепенно сужается и на широте г. Орска крылья его замыкаются. В строении Кизильского синклиниория принимают участие разнообразные по составу девонские и каменноугольные отложения; девонские слагают северную и южную части, а также западное крыло, а породы каменноугольного возраста занимают центральную часть и также большую часть восточного крыла. Сложное строение синклиниория обусловлено развитием складок различной формы, а также многочисленных дизъюнктивных нарушений, преимущественно субмеридионального, а местами широтного и иных простираний.

Ахуновско-Кацбахский антиклиниорий располагается в восточном крыле Магнитогорского мегасинклиниория, к востоку от Кизильского синклиниория. Здесь

преобладают верхнесилурийско-нижнедевонские и среднедевонские вулканогенные и осадочные породы. Строение Ахуновско-Кацбахского антиклинория характеризуется преимущественным развитием крупных антиклинальных структур и разделяющих их сравнительно узких и неглубоких синклиналей. Эти складчатые формы развиты на фоне общего поднятия. Как и в других рассмотренных выше структурах, он в различной степени осложнен более мелкими складками. Но как крупные, так и мелкие складки характеризуются относительно простыми открытыми формами и нормальным падением крыльев под углом от 15-20 до 60-65°.

Далее к востоку выделяется [ 150 ] Устиновско-Амурский синклиниорий, представляющий собой узкую синклинальную структуру, протягивающуюся между Ахуново-Кацбахским антиклинорием и Восточно-Уральским поднятием.

По данным ряда исследований, Магнитогорское погружение имеет более дробное, детальное расчленение. Так, Л.Д.Чегодаевым и другими (1964 г.) рассматривается следующая схема строения этой и обрамляющих ее структур:

II - Западно-Уральская внешняя зона складчатости.

III - Центрально-Уральское поднятие: III<sub>1</sub> - Зилаирский синклиниорий, III<sub>2</sub> - Сакмарский антиклинорий, III<sub>3</sub> - Уралтауский антиклинорий, III<sub>4</sub> - Хабарнинская седловинная синклиналь, III<sub>5</sub> - Эбегинский антиклинорий.

IV - Магнитогорский мегасинклиниорий: IV<sub>1</sub> - Вознесенско-Присакмарский синклиниорий, IV<sub>2</sub> - Ирендыкский антиклинорий, IV<sub>3</sub> - Уртазымский синклиниорий, IV<sub>4</sub> - Магнитогорский синклиниорий, IV<sub>5</sub> - Балашовский синклиниорий, IV<sub>6</sub> - Ашебутацкий (Бриентский) антиклинорий, IV<sub>7</sub> - Акжарско-Джусинский грабен-синклиниорий, IV<sub>8</sub> - Теренсайский антиклинорий, IV<sub>9</sub> - Ахуново-Кацбахский антиклинорий, IV<sub>10</sub> - Джарлинский грабен-синклиниорий.

V - Восточно-Уральское поднятие: V<sub>1</sub> - Суундукский антиклинорий, V<sub>2</sub> - Кваркенская седловинная синклиналь, V<sub>3</sub><sup>1</sup> - Адамовский антиклинорий, V<sub>4</sub> - Бала-Талдыкский антиклинорий, V<sub>5</sub> - Еленовский синклиниорий.

План векторов. Пространственные сейсмические зондирования аппаратурой ПОИСК позволили получить для изученной площади представление об объемных характеристиках земной коры - особенностях распределения в ней отражающих площадок. В результате интерпретации отраженных волн был составлен план векторов и на его основе структурно-тектонические схемы. Полученные данные показывают, что земная кора Магнитогорского погружения существенно гетерогенна, насыщена различно ориентированными отражающими элементами, по которым удается наметить преобладающие, главенствующие характеристики. Последние отображают в большинстве случаев основные структурно-тектонические элементы строения земной коры. Одна из основных установленных здесь особенностей состоит в подтверждении общей синклинальной структуры Магнитогорского погружения: в западной его части преобладают восточные падения векторов, а в восточной - западные.

Учитывая, что векторные характеристики иногда могут быть осложнены синклинальным эффектом, для более объективного выделения крупных элементов глубинного строения производилось, с одной стороны, определение "аномальных" векторов, с другой - определялись осредненные величины обычных и "аномальных" векторов для элементарных объемов размером 8×16×50 км<sup>3</sup>. Полученные результаты иллюстрируются рис. 39. Можно видеть, что в Магнитогорском погружении устанавливается блоковое строение земной коры, причем преобладающие падения отражающих площадок в соседних блоках имеют существенно различную ориентировку. Устанавливается, что некоторые зоны границ блоков, отождествляемые с глубинными разломами, совпадают с границами тектонических структур. При этом в меридиональном направлении, т.е. вдоль господствующих уральских структур, блоковость иногда выражена даже рельефнее, чем вкрест их.

Осредненные векторные данные показывают, что наиболее сложная характеристика отражающих элементов в земной коре, а следовательно и структурно-тектоническое ее строение, имеет место в районе Гайского медноколчеданного месторождения; наиболее простая и выдержанная картина - в се-



веро-восточной части площади, в зоне, тяготеющей к поселкам Ершовка, Бриент (рис. 39).

Информативность сейсмического материала, обусловленная, с одной стороны, детальностью систем наблюдений и, с другой — особенностями строения земной коры, позволяет достаточно уверенно трассировать на площади лишь две меридиональные зоны разломов, ширина которых может достигать 8–10 км. Западная из них, в северной и центральной частях площади, совпадает с восточной границей Ирэндьковского антиклинория, на юге же она после сложной субширотной полосы дислокаций коррелируется уже с западной краевой зоной Ирэндьковского антиклинория. Вторая зона глубинных разломов, устанавливаемая в средней части участка, тяготеет к контакту Магнитогорского и Балашовского синклиналиев. Субширотные нарушения более часты на площади, но протяженность их и соответственно выраженность в коре обычно меньше. Особенно это относится к средней и северной частям площади. В свете сказанного необходимо отметить, что кроме широко выделяемых по геологическим данным субмеридиональных нарушений [127, 150, 233] в последние годы в основном с использованием геофизических материалов намечается значительное число субширотных или диагональных зон разломов [99, 112, 158, 216]. Для рассматриваемой нами территории наиболее детально последние описываются в работе А.М. Виноградова и А.Я. Яроша [43]. Сопоставление последних материалов с блокировкой земной коры, выполненной по преобладающим особенностям отражающих площадок, показывает на значительное совпадение зон нарушений земной коры.

Опорные горизонты (данные станции "Земля"). Первая граница относится к подошве зеленокаменных пород, к древнему фундаменту. Также с определенной степенью условности она отождествляется с кровлей "гранито-гнейсового" слоя. Эта граница не могла быть изучена на всей территории исследований, так как для этого повсюду требуются расстояния до пунктов взрыва менее 50–60 км. Осуществить такую систему наблюдений не представлялось возможным. Поэтому информация имеется на участках, тяготеющих к карьерам районов Гая и Сибая (см. рис. 39). В северной части района на Сибайской площади выявлено куполовидное поднятие опорной поверхности с диаметром структуры 20 км по изоглубине 10 км. Максимальное погружение фундамента здесь 12 км, минимальное — 6 км. В сводовой части купола расположено крупное Сибайское медноколчеданное месторождение. На юге района первый опорный отражающий горизонт изучен на Гайской площади, где установлено его довольно сложное строение. Последнее в значительной мере связано с более высокой, чем на Сибайском участке, детальностью наблюдений. Наиболее полно исследована глубинная Гайская брахиантиклиналь, над сводовой частью которой расположено уникальное медноколчеданное месторождение. Структура эта асимметрична, простирается в северо-западном направлении

---

Рис. 39. Структурные элементы земной коры Магнитогорского мегасинклинория Урала (по Н.И. Халевину и С.В. Григорович, 1973 г.)

1 — структурно-фациальные зоны (III — Центрально-Уральское поднятие, IV — Магнитогорское погружение, V — Восточно-Уральское поднятие); 2 — границы структур I порядка; 3 — пункты взрыва; 4 — изоглубины (в км) I опорного горизонта (поверхность "гранито-гнейсового" слоя); 5 — изоглубины (в км) II опорного горизонта (поверхность Конрада); 6 — изоглубины (в км) III опорного горизонта (поверхность Мохоровичича); 7 — преобладающие падения отражающих площадок при площади осреднения  $8 \times 16 \text{ км}^2$ ; 8 — преобладающие падения "аномальных" векторов; 9 — преобладающие падения отражений в блоках земной коры; 10 — основные зоны глубинных разломов по сейсмометрическим данным; 11 — изолинии скоростей по первым вступлениям (км/сек). Величины векторов падения и "аномальных" пропорциональны количеству отражающих площадок на каждом участке осреднения ( $8 \times 16 \text{ км}^2$ )

на 40 км при ширине 20–25 км. В западной части площади намечаются два субширотных незамкнутых антиклинальных поднятия, возможно являющихся частью единого выступа фундамента. Глубина до последнего на своде северной структуры 5 км и южной – 6 км. От Гайской антиклинали западные структуры отделяются широким желобообразным прогибом, вытянувшимся с севера на юг на 60 км. В структуре первого опорного горизонта на восточной части Гайского детального участка наблюдаются определенные элементы аналогии с ее западной окраиной. Так, здесь в юго-восточном углу площади отмечается не оконтуренное с востока воздымание горизонта до 7 км.

Пространственная корреляция куполовидных форм рельефа первого опорного горизонта и крупных медноколчеданных месторождений представляет, на наш взгляд, существенный интерес. В геологическом отношении Гайский рудный узел находится в пределах совмещенных Гайской, Калиновской и Юго-Восточной вулканических структур [36]. При этом Гайская структура связана с зоной разломов и породами последовательно-дифференцированной формации, Калиновская и Юго-Восточная структуры связаны с Калиновской зоной разломов и сложены более поздними вулканитами слабо дифференцированной формации. По данным М.Б.Бородаевской и соавторов [36], повышенная продуктивность Гайского вулканического сооружения обусловлена двухъярусным строением. Породы последовательно-дифференцированной формации нижнего яруса отличаются высоким коэффициентом explosивности, значительной пестротой пирокластических фаций, наличием сложнопостроенной жерловины и преобразованы многократными унаследованными деформациями. Можно также предполагать, что здесь существовала мощная гидротермальная колонна, определившая транспортировку компонентов, обусловивших крупные концентрации медноколчеданных руд.

Для объяснения установленной по сейсмическим данным структуры верхней части земной коры Гайского участка можно высказать ряд гипотез. Во-первых, поднятие, возможно, является поверхностью купола промежуточного очага вулканизма [36]. Во-вторых, это может быть покоробленная субгоризонтальными сжатиями кровля "гранито-гнейсового" слоя. В последнем случае неизбежно определенное разуплотнение пород его поднятой части, над которой наблюдается относительное понижение силы тяжести. В-третьих, куполовидная структура может соответствовать поверхности первичного, наиболее древнего палеовулкана, перекрытого поздними образованиями [36, 220].

Развиваемая нами точка зрения базируется на корреляции выявленной структуры с участком земной коры повышенной динамической неустойчивости. Связано это, может быть, с различно ориентированными глубинными тектоническими системами [43, 181, 216]. Эта неустойчивость может нарушать термодинамическое равновесие, определяющее сосуществование жидкой фазы с твердыми минералами, к которому стремилась земная кора в период геосинклинального развития [118]. Воздымание опорного горизонта может отражать направленность фронта метаморфических реакций, закрепившуюся в изменении акустических свойств среды. Вместе с тем этот процесс может являться причиной формирования рудотранспортирующей гидротермальной колонны. В этом случае локализация рудных компонентов, в Гайском вулканическом сооружении, вероятно, предопределена общностью возникновения и движения магм и гидротерм, а также своеобразием структурно-тектонических и литолого-фашиальных характеристик этой структуры.

Сейчас невозможно установить природу куполовидного поднятия первого опорного сейсмического горизонта, пространственно коррелирующегося с крупным меднорудным узлом. Однако тот факт, что аналогичная картина наблюдается и для Сибайского рудного узла, также с очень крупным медноколчеданным месторождением, позволяет считать, что выявленная особенность глубинного строения требует пристального внимания и проверки в конечном счете бурением.

Второй опорный отражающий горизонт – поверхность Конрада или "базальтового" слоя – изучен также не на всей площади. Схема рельефа этой поверх-

ности построена для двух участков, площади которых существенно больше, чем для первого горизонта (см. рис. 39). В пределах Гайской площади граница Конрада характеризуется сложным сочетанием различно ориентированных структур. По их особенностям площадь можно разделить на западную и восточную части, разграниченные линией Гай – Орск. К западу и востоку от нее граница Конрада погружена более чем на 20 км, а в прилегающей к линии зоне отмечается валобразное поднятие. Глубина до опорного горизонта на Гайской площади изменяется от 15 до 25 км, при максимальном подъеме на своде антиклинальной структуры в северной части участка. На Сибайской площади поверхность Конрада характеризуется северо-восточным простиранием структур. Подъем до 15–16 км наблюдается к юго-западу от г. Сибай, а к северу от него, наоборот, отмечено погружение границы до глубины 22 км.

Сопоставление первого и второго опорных горизонтов показывает сложность соотношений их структурных планов. Так, в районе Гая приподнятый блок древнего фундамента коррелируется с поднятием границы Конрада. Иная картина в районе Сибая – здесь куполообразный подъем первого горизонта находится над зоной стыка брахиантиклинальной и синклиальной структур в рельефе второго.

Третий горизонт – поверхность Мохоровичича – охарактеризован на большей части территории. Глубина до этой границы изменяется от 40 до 56 км. Зона погружения установлена в центральной части площади – в районе населенных пунктов Ершовка, Бриент (см. рис. 39). К юго-западу от последнего отмечается наиболее контрастная структура широтной ориентировки размерами 20×15 км. Особенностью рельефа поверхности *M* является также клинообразный прогиб северо-западного простирания в южной части площади (в районе Гая и к северо-западу от него). По простиранию он прослежен на 50 км, при ширине до 30 км. Максимальная глубина до мантии в этом прогибе равна 53 км. На остальной части территории глубина до границы *M* изменяется от 40 до 49 км. Две положительные структуры отмечаются в южной части района. Одна из них установлена западнее г. Орска и прослежена в северо-западном направлении на 30 км при ширине до 15 км. Вторая субмеридиональная структура размером 20×10 км выявлена южнее п. Свистун. Не исключено, что здесь имеет место общее субширотное валобразное поднятие мантии, уходящее на востоке за пределы изученной площади. Заканчивая описание, нужно отметить, что в южной части района по особенностям границы Мохоровичича выделяются разнящиеся западный и восточный блоки. Для первого из них более представительно северо-западное простирание элементов рельефа, а для второго – меридиональные структуры.

Как уже указывалось, по данным аппаратуры "Земля" установлено изменение времен первых вступлений продольных и поперечных волн при одинаковых расстояниях от пункта взрыва, но для различных положений точек наблюдения. По этим данным площадь Гайского участка в первом приближении можно разделить на восточную и западную части. На рис. 39 можно видеть, что последняя характеризуется изменением кажущихся скоростей продольных волн от 4,75 до 6,0 км/сек, а на востоке это интервал от 5,0 до 6,3 км/сек. Границу зон можно наметить по изолинии 5,5 км/сек, проходящей в северо-восточном направлении через п. Кумак. В более детальном плане площадь минимальных скоростей представлена полосой северо-восточного простирания шириной 20–30 км. В ее краевой западной части и южнее г. Гая скорости не превышают 5,6 км/сек (с запада зона не оконтурена). Причиной аномального понижения скоростных характеристик, вероятно, является существенное нарушение, трещиноватость пород, что может быть связано с региональными тектоническими элементами развития верхней части земной коры. Необходимо отметить, что и в ее более глубоких горизонтах по волновым особенностям отмеченная зональность проявляется.

Разрезы земной коры. По материалам сейсмологии взрывов и с учетом геологических материалов, физических полей и данным других исследователей

были построены субширотные сейсмические разрезы земной коры [41, 209, 210, 214, 215, 225]. С севера на юг это будут Сибайский, Темиртау-Куйбышевский, Гайский и Орский профили (рис. 38, 40-43). По всем этим четырём профилям методом подбора рассчитан гравитационный эффект, причем оценка пород отдельных блоков выполнена с учетом геологических данных и сведений о физических свойствах образцов пород [43, 91, 225]. Анализ сейсмических материалов позволяет установить ряд особенностей строения земной коры Магнитогорского мегасинклинория [209, 210]. Во-первых, на всех разрезах наблюдается преимущественно восточное падение отражающих площадок в западной части и западное - в восточной. Углы наклона границ при этом обычно не превышают 25-30°. В середине же разрезов падение площадок менее выдержанное, особенно в верхней части земной коры. Таким образом вырисовывается синклиналиная структура земной коры Магнитогорского погружения. Во-вторых, установлена общая субгоризонтальная расчлененность земной коры, где выделяется три опорных отражающих горизонта. Первая граница, залегающая на глубине от 5 до 14 км, отождествляется с ложем зеленокаменных пород (поверхность "гранито-гнейсового" слоя). Вторая граница - это кровля "базальтового" слоя (поверхность Конрада). Глубина до этой прерывистой границы изменяется от 17 до 25 км. До подошвы земной коры - поверхности Мохоровичича глубина колеблется от 45 до 52 км. В 5-10 км выше последней выделяется контрастная отражающая граница, что дает основание предполагать под ней "коро-мантийную" смесь [105, 237].

Земная кора Магнитогорского мегасинклинория отличается большей, относительно обрамляющих структур, толщиной. Глубина до границы Мохоровичича максимальна в его центральной зоне и близка к 50 км. В краевых частях всех профилей этот параметр уменьшается до 40-45 км. На всех профилях в центральной зоне мегасинклинория увеличивается также мощность "базальтового" слоя. Происходит это как из-за опускания границы Мохоровичича, так и за счет подъема границы Конрада. Картина здесь аналогична наблюдаемой на Свердловском профиле ГСЗ [68, 187]. Изменение мощности слоя происходит скачкообразно, по блокам, ограниченными разломами (см. рис. 40-43).

Комплексная интерпретация показывает, что земная кора мегасинклинория характеризуется повышенной плотностью пород, что связано главным образом с более высокой основностью "гранито-гнейсового" слоя и перекрывающих его образований. Была также установлена особая структура Вознесенско-Прикамского синклинория: на севере площади в западной части Сибайского профиля петрофизические характеристики верхней половины коры аналогичны характеристике коры Центрально-Уральского поднятия (миогеосинклиналь), а в районе Гайского профиля - Магнитогорского погружения (эвгеосинклиналь). Такая картина позволяет говорить о более сложном строении и развитии этой структуры, чем это обычно представляется.

На широте г. Гая установлена субгоризонтальная структура Халиловского и Ишкининского массивов основных и ультраосновных пород. Вертикальная мощность их составляет 3-4 км при горизонтальных размерах (в широтном направлении) 10-12 км.

В Центрально-Уральском поднятии и Западно-Уральской зоне складчатости по Гайскому и Орскому профилям наблюдаются пониженные значения аномалий силы тяжести, что обусловлено мощными толщами древних метаморфических сланцев с удельным весом порядка 2,60 г/см<sup>3</sup>, а также тем, что "гранито-гнейсовый" слой имеет плотность 2,7 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 42, 43). В разрезе профиля Темиртау - Куйбышев плотность этих образований несколько повышена (см. рис. 41). Отличающаяся характеристика установлена на Сибайском профиле (см. рис. 40). Отрицательные аномалии силы тяжести прослеживаются здесь не только в пределах Центрально-Уральского поднятия, но и в западной части Магнитогорского мегасинклинория - в пределах Вознесенско-Прикамского синклинория. Последний имеет поэтому в нижней части "гранито-гнейсового" слоя большое сходство с миогеосинклинальной зоной.

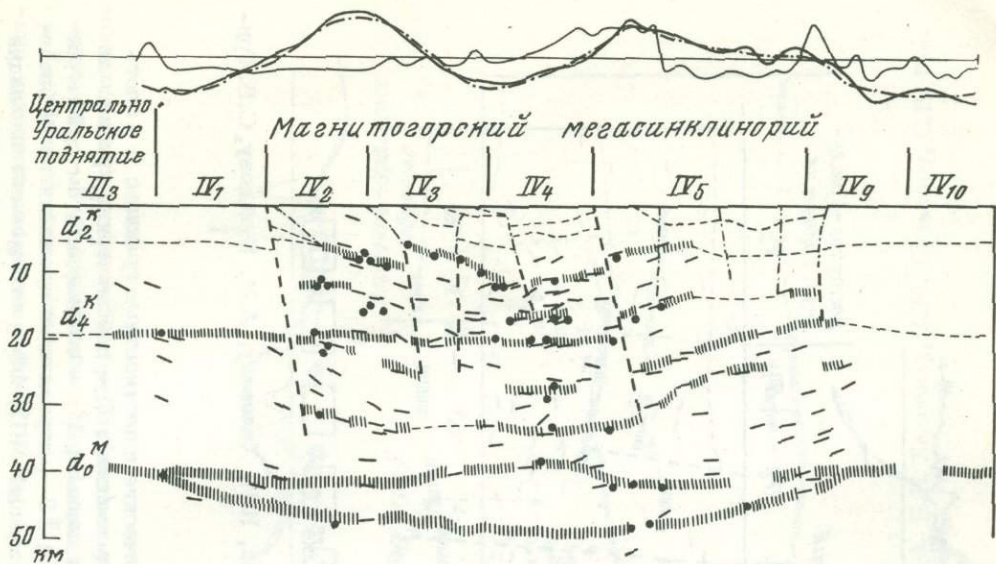


Рис. 40. Схематический разрез земной коры на широте г. Сибая (по А.М. Постниковой, Н.И. Халевину, А.М. Бунькову, С.В. Григорович, В.А. Паюшкину, 1973 г.)

Условные обозначения см. на рис. 42

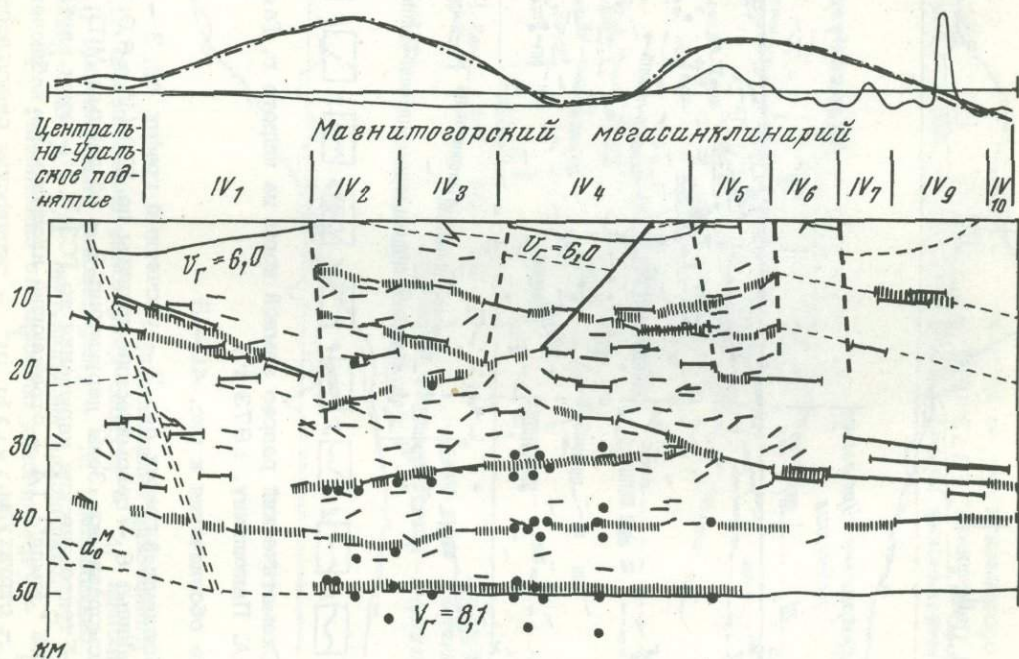


Рис. 41. Схематический разрез земной коры по профилю ГСЗ Темиртау-Куйбышев (по А.М. Постниковой, Н.И. Халевину, А.М. Бунькову, С.В. Григорович, В.А. Паюшкину, 1973 г.)

Условные обозначения см. на рис. 42

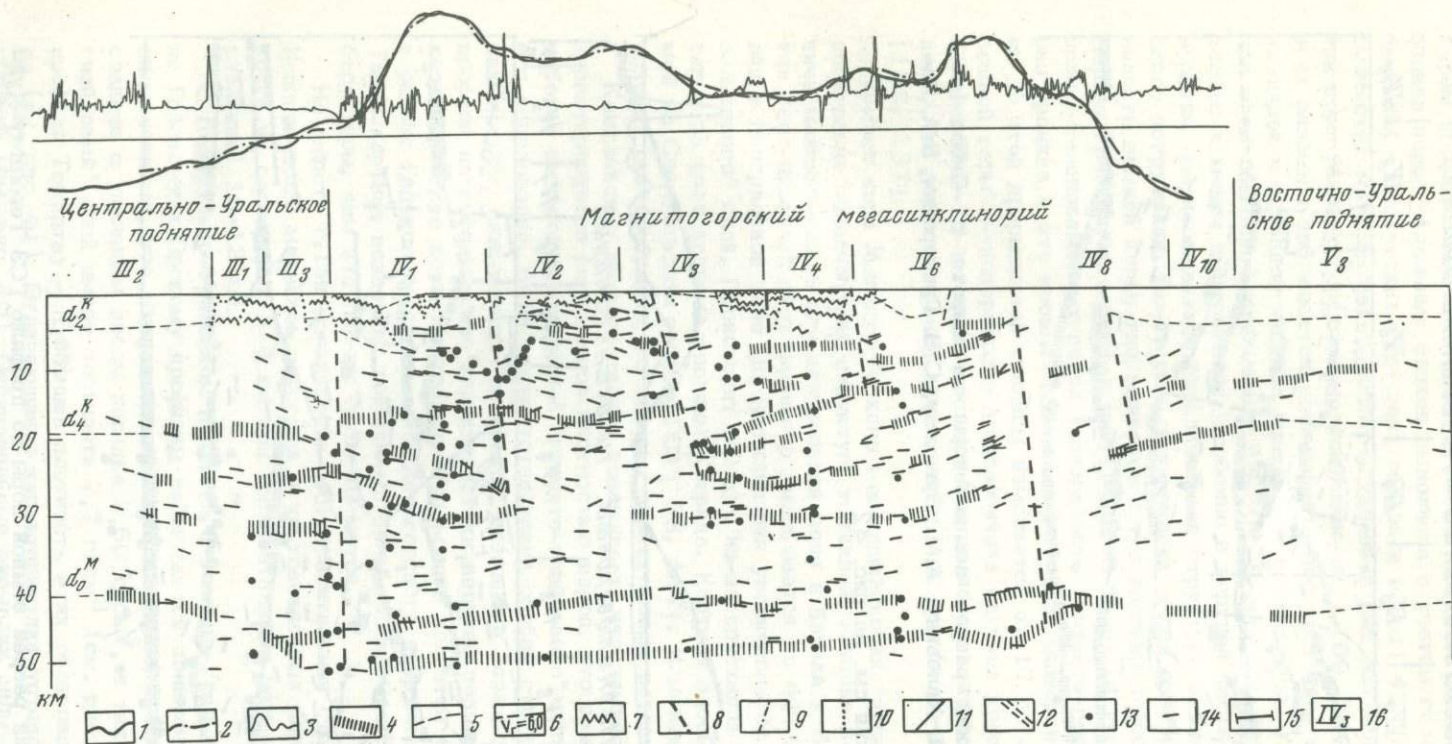


Рис. 42. Схематический разрез земной коры на широте г. Гая (по А.М. Постниковой, Н.И. Халевину, А.М. Бунькову, С.В. Григорович, В.А. Панюшкину, 1973 г.)

Условные обозначения к рис. 40-43

1 - наблюдаемый график  $\Delta g$ ; 2 - расчетный график  $\Delta g$ ; 3 - график  $\Delta Z$ ; 4 - сейсмические и плотностные границы; 5 - плотностные границы; 6 - сейсмические границы по ГСЗ ( $V_2=6,0$  - граничная скорость в км/сек); 7 - сейсмические границы по данным сейсморазведки. Зоны нарушения: 8 - по данным МПЗ; 9 - по геологическим данным; 10 - по результатам сейсморазведки; 11 - тектонические нарушения по ГСЗ; 12 - зоны глубинных разломов по ГСЗ; 13 - отражающие площадки по наблюдениям станций "Земля"; 14 - отражающие площадки по наблюдениям многоканальных станций МПЗ; 15 - отражающие площадки по ГСЗ; 16 - структуры

Наименование структур:  $III_1$  - Зилаирский синклиорий;  $III_2$  - Сакмарский антиклинорий;  $III_3$  - Урало-Тауский антиклинорий;  $III_4$  - Хабаровинская седловинная синклиналь;  $III_5$  - Эбегейский антиклинорий;  $IV_1$  - Вознесенско-Присакмарский синклиорий;  $IV_2$  - Ирендыкский антиклинорий;  $IV_3$  - Кизило-Уртазымский синклиорий;  $IV_4$  - Магнитогорский синклиорий;  $IV_5$  - Балашовский синклиорий;  $IV_6$  - Ащebutакский антиклинорий;  $IV_7$  - Акжарско-Джусинский грабен-синклиорий;  $IV_8$  - Теренсайский антиклинорий;  $IV_9$  - Ахуново-Кацбахский антиклинорий;  $IV_{10}$  - Джалинский грабен-синклиорий;  $V_3$  - Адамовский антиклинорий;  $V_5$  - Еленовский антиклинорий

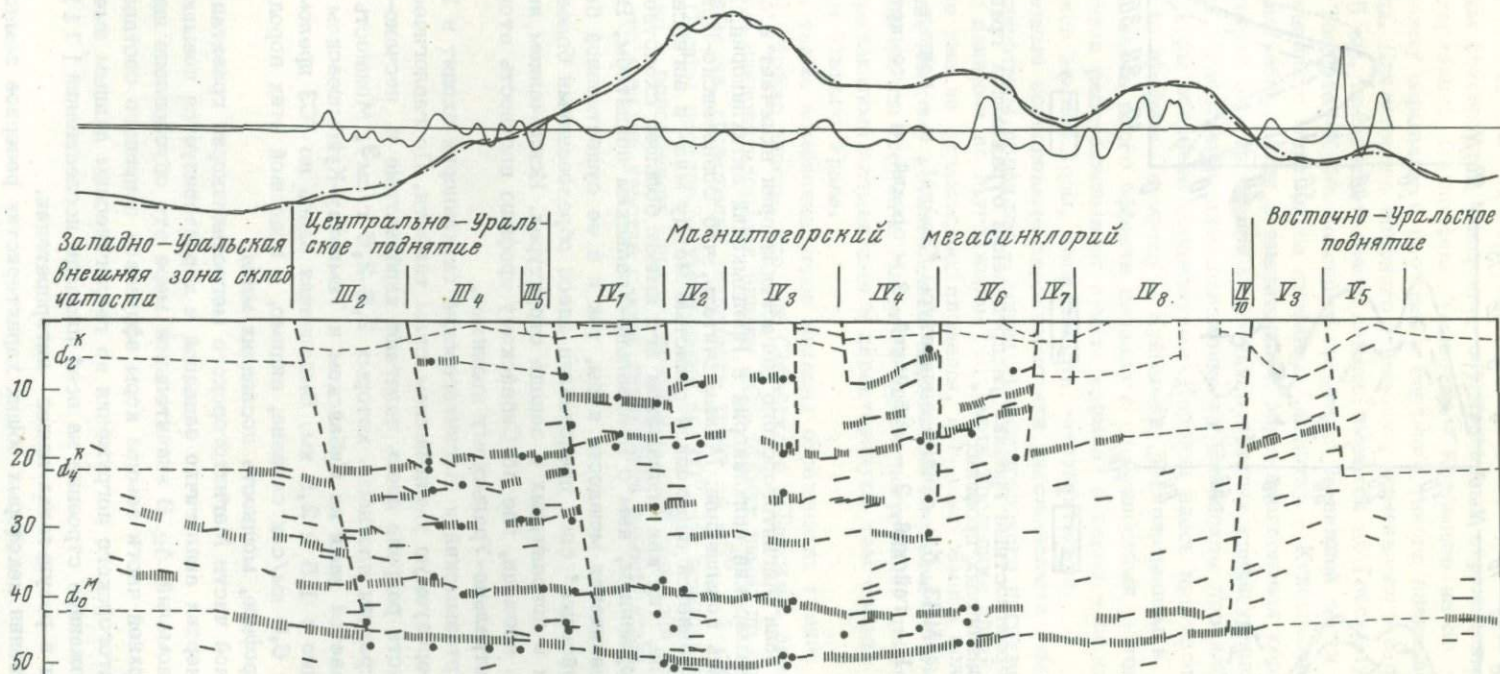


Рис. 43. Схематический разрез земной коры на широте г. Орска (по А.М. Постниковой, Н.И. Халевину, А.М. Бунькову, С.В. Григорович, В.А. Панюшкину, 1973 г.)

Условные обозначения см. на рис. 42

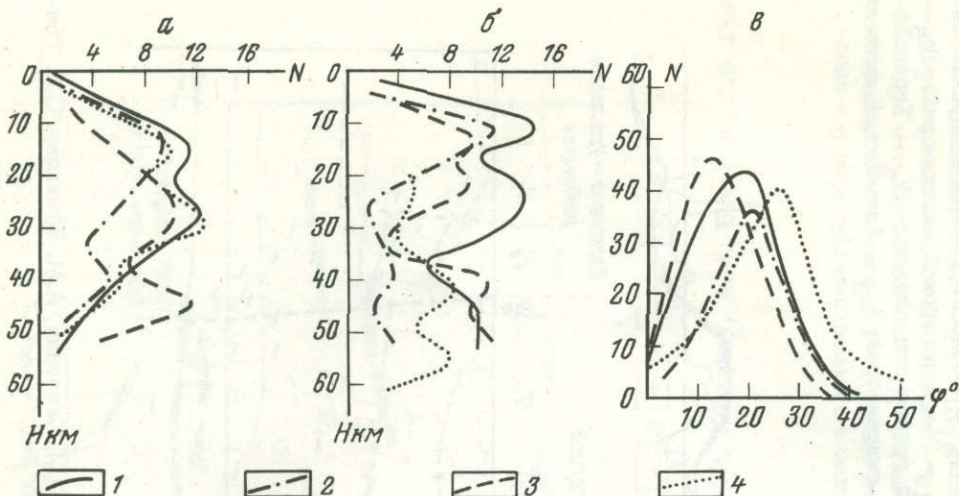


Рис. 44. Вероятностные графики распределения отражающих границ и углов наклона на различных профилях

а - данные МПЗ, б - данные аппаратуры "Земля", в - данные МПЗ

Профили: 1 - гайский, 2 - сибайский, 3 - орский, 4 - темиртау-куйбышевский

Западная зона Магнитогорского мегасинклинория включает в себя Вознесенско-Присакмарский синклинорий и Ирендыкский антиклинорий. Гравитационное поле здесь повышенное. Можно считать, что Вознесенско-Присакмарский синклинорий является переходной областью между мио- и эвгеосинклиналями Южного Урала, так как параметры его имеют большее сходство с Магнитогорским погружением, чем с Центрально-Уральским поднятием. Выражается это как в увеличении мощности коры, так и в ее существенной базификации. "Гранито-гнейсовый" слой представлен здесь образованиями более основного состава, чем в пограничных с запада структурах. Исключением является северная часть площади, где по Сибайскому профилю плотность этого слоя уже близка к Центрально-Уральскому поднятию.

Кизило-Уртазымский и Магнитогорский синклинории входят в Центральную зону, характеризующуюся уменьшением силы тяжести. По геологическим данным в верхней части разреза здесь залегают карбонатные и песчано-глинистые отложения, средняя плотность которых 2,5-2,6 г/см<sup>3</sup>. Мощность этого комплекса оценивается нами на Сибайском и Темиртау-Куйбышевском профилях соответственно в 1,5 и 2,5 км. Выделенная здесь по ГСЗ преломляющая граница с  $V_r = 6,0$  км/сек связана, видимо, с подошвой этих пород. На юге, на Орском профиле, мощность последних мала.

В восточной части Магнитогорского мегасинклинория гравитационное поле в основных чертах аналогично западной и характеризуется повышенной интенсивностью аномалий  $\Delta g$ . В значительной мере это обусловлено широким развитием в верхней части земной коры эффузивов основного состава. Восточное крыло Магнитогорского погружения по геологическим данным имеет сравнительно выдержанное строение на всей площади исследований [111]. Это же отмечается и в результатах нашей интерпретации.

Для выяснения некоторых общих характеристик резервов земной коры целесообразно рассмотреть суммарные статистические параметры по каждому из профилей. Такие данные представлены на рис. 44, где а и б - графики, иллюстрирующие соответственно количества отражений пространственных зондирований и углы наклона площадок, в - количество отражений по данным "Земли". Графики а показывают, что в интервале глубин 16-25 км сосредоточено

большинство отражающих площадок, а также то, что выделение опорных горизонтов в разрезе затруднительно. Более определенная картина устанавливается графиками б, где для Сибайского, Гайского и Орского профилей на глубинах 6–12 км фиксируется максимум, обусловленный отражениями от первого опорного горизонта. По профилю Темиртау – Куйбышев из-за значительных расстояний между взрывами и приборами сведения такого плана не могли быть получены. Для второго опорного горизонта, отмечаемого в интервале глубин 17–25 км, представительные данные имеются по Гайскому, Орскому, и, частично, Темиртау–Куйбышевскому профилям. В нижней части коры и в зоне ее сочленения с мантией на профилях Темиртау – Куйбышевском, Гайском и Орском наблюдается в значительной мере аналогичная картина: отмечается увеличение отражений при разнящихся деталях конфигураций вероятностных кривых. Существенно иное положение на Сибайском профиле, где нижняя половина коры обеднена отражениями. Картина здесь противоположна наблюдаемой на профиле Темиртау – Куйбышев, расположенном в 40–50 км южнее. Какая часть этого эффекта связана с особенностями методики работ (преобладающими расстояниями от пункта взрыва) и какая – со спецификой строения блоков земной коры, пока сказать затруднительно.

Рассмотренные осредненные характеристики расслоенности земной коры по четырем субширотным профилям – зонам Магнитогорского погружения – коррелируются с данными по Мугоджарам [ 2 ], хотя последние иллюстрируют распределение уже не отражающих площадок, а границ обмена волн удаленных землетрясений. Поэтому установленная корреляция позволяет считать, что определенные интервалы глубин в Магнитогорском погружении действительно насыщены отражающими элементами и характеризуют тем самым слоистое строение коры Южного Урала.

Интересно также изменение углов наклона отражающих границ (графики в на рис. 44). Можно видеть, что для Сибайского и Гайского профилей преобладающие углы наклона площадок близки  $20^{\circ}$ . Между ними, по профилю Темиртау – Куйбышев, происходит увеличение углов до  $25^{\circ}$ , а в южной части площади, на Орском профиле, – уменьшение до  $10^{\circ}$ . Не исключено, что последнее связано с положением Орского профиля в зоне перехода от Урала к Мугоджарам, то есть на участке с иной структурой земной коры.

О СЛОИСТОСТИ И СОСТАВЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ  
МАНТИИ УРАЛА

## Общие сведения

По геологическим данным известно, что в таких регионах, как Урал, выходящие на дневную поверхность породы и их комплексы характеризуются широким диапазоном азимутов и углов падения с нередким преобладанием больших величин последних. Картина эта подтверждается методом пространственных сейсмических зондирований для всей земной коры. В то же время по данным ГСЗ при регистрации и интерпретации волн, распространяющихся в определенной части пути в субгоризонтальном направлении — головных, слаборефрагированных и закритических отраженных, — выделяются субгоризонтальные сейсмические границы. При этом наиболее четко проявляются две из них — поверхность консолидированной коры и поверхность Мохоровичича. Другие границы земной коры обычно менее выдержаны, хотя в ряде случаев предельность их достаточно высока. Так, например, по Свердловскому профилю ГСЗ на востоке Русской платформы от границы Конрада фиксируются устойчивые преломленные и отраженные волны [71].

Элементарные расчеты показывают, что при имеющихся для земной коры и верхов мантии небольших различиях в скоростях слоев (отношение скоростей составляет от 0,9 до 0,95–0,99) преломленные волны на дневной поверхности будут регистрироваться лишь от границ с углами наклона не более 15–20° [49]. Хотя при имеющейся скоростной градиентности коры [2, 68, 214] последние и могут несколько увеличиться, выделение крутонаклонных преломляющих горизонтов и здесь будет практически невозможно. Сказанное позволяет считать, что в ряде случаев по данным преломленных (слаборефрагированных) волн и закритических отражений мы теряем сведения о крутонаклонных границах. Поэтому многочисленные опубликованные результаты ГСЗ еще не доказывают отсутствия последних. Выделенные глубинными сейсмическими зондированиями пологие сейсмические границы раздела внутри земной коры обычно реально существуют, а не являются лишь суммарными или "эффективными". В пользу этого мнения можно привести, в частности, следующее соображение. Наклоны раздела Конрада и других внутрикоровых границ на Урале и в сопредельных регионах или меньше, или незначительно превышают углы поверхностей фундамента и раздела Мохоровичича. Так, амплитуда колебаний рельефа последнего для Урала превышает 10–15 км, для раздела Конрада же и поверхности "гранито-гнейсового" слоя эта величина не более 10 км [69]. Сопоставление высотных отметок поверхности консолидированного фундамента Урала, с одной стороны, и Западно-Сибирской и Прикаспийской низменностей — с другой, дает аналогичные колебания амплитуд. Поэтому вполне логично, что и в интервале между кровлей и подошвой консолидированной коры углы наклона основных границ раздела соизмеримы с элементами рельефа ограничивающих ее поверхностей.

В пользу реального существования субгоризонтальных границ в земной коре можно привести и немало других соображений. С одной стороны, для Земли в целом установлено общее возрастание плотностей пород с глубиной, коррелирующееся с кольцевой зональностью, с глобальной слоистостью. С другой стороны, при повышении детальности исследований слоистость Земли и, в частности, верхней мантии, становится все более реальной и дробной. Такую же картину естественно ждать и в земной коре.

Субгоризонтальная расслоенность земной коры не имеет однозначного истолкования обусловивших ее геологических причин. Для объяснения высказываются ряд гипотез, причем ни одну из них пока нельзя безоговорочно принять или отвергнуть, так как в доступных непосредственному геологическому и физическому изучению поверхностных зонах действительно принципиально отмечаются подобные границы или они могут быть воссозданы в лабораторных условиях. Наиболее распространенной в настоящее время является точка зрения, согласно которой основным различием слоев, а следовательно и границ, земной коры является смена состава и метаморфизма пород [23, 29, 33, 44]. Имеются данные в пользу того, что сейсмические границы в земной коре могут отображать фазовые переходы. Касается это главным образом раздела Мохоровичича, где предполагается, в частности, переход эклогит — базальт [47, 237]. Убедительный материал имеется по третьей гипотезе, в которой считается, что некоторые глубинные сейсмические разделы могут являться "фронтами метаморфизма", т.е. отображать вторичную метаморфическую зональность [35, 138, 174]. Четвертая группа исследователей отождествляет сейсмические горизонты со структурными границами, т.е. с поверхностями несогласия между структурно-тектоническими этажами, сложенными породами и комплексами различного возраста [88, 135]. Следующая, пятая гипотеза увязывает некоторые субгоризонтальные глубинные границы с поверхностями субгоризонтального сдвига, обусловившего тектоническое расслаивание горных пород [115]. При этом проводится аналогия с пологими надвигами, развитыми в ряде горных систем. По шестой точке зрения предполагается, что субоднородная силикатная оболочка Земли распространяется до глубин более 100 км, т.е. до волновода [19]. Появление раздела Мохоровичича объясняется здесь изменениями физико-механических свойств горных пород, длительное время находящихся в напряженном состоянии, в условиях давлений и температур, отвечающих этой поверхности.

Как уже отмечалось, ни одну из упомянутых гипотез пока нельзя безоговорочно принять или полностью отвергнуть. Наиболее обоснованно считать, что разнообразие геологических и физических условий земной коры и верхней мантии допускает реальное сосуществование элементов многих из них. Несомненно, что природа слоистости предопределяет особенности рельефа сейсмических границ, градиенты скоростей, взаимоотношения слоев с разломами и т.д. Поэтому изучение волновых полей в будущем должно снизить элемент неоднозначности, а сверхглубокое бурение, возможно, позволит вообще его исключить [28, 37]. В свете сказанного о неоднозначности истолкования данных сейсмометрии остановимся на некоторых задачах, решенных при наших исследованиях и способствующих более полному использованию материалов сейсмологии взрывов.

### **Анизотропия скоростей упругих волн**

В общем плане определяются четыре порядка анизотропии горных пород: 1) анизотропия массивов горных пород, связанная с упорядоченным залеганием серий линейных складок, блоков, тектонических разломов и т.д.; 2) анизотропия микрослоистости, обусловленная переслаиванием пород; 3) петрографическая анизотропия горных пород, вызванная их текстурой, микрослоистостью и микротрещиноватостью; 4) анизотропия, обусловленная упорядоченным строением кристаллической решетки минералов, составляющих большую часть породы [134]. В естественном залегании может существовать также анизотропия, связанная с направленностью поля естественных напряжений. Сейсмическими методами обычно фиксируется суммарная анизотропия, "складывающаяся" из анизотропий различных порядков, по своим параметрам соизмеримых с длинами упругих волн.

Во время ультразвуковых исследований образцов горных пород в ряде регионов, в том числе и на Урале, была отмечена зависимость величины скорости продольных волн от направления их прохождения [45, 48]. Изученные на-

ми породы разделяются на три группы (рис. 45) с различными структурными и текстурными особенностями и с соответственно различающимися анизотропными характеристиками [186].

1. Породы со сланцеватой текстурой и лепидобластовой, чередующейся с гранобластовой, структурой. К этой группе относятся кварцево-сланцевые и кварцево-хлорит-сланцевые сланцы, слюдяные гнейсы, слюдяные кварциты. Сланцеватая текстура этих пород обусловлена чередованием в них полос или участков гранобластовой и микрогранобластовой структур, сложенных зернами кварца размером от 0,01 до 0,06 мм в поперечнике, и полос, представленных скоплениями листочков биотита и мусковита, а также чешуек хлорита длиной 0,08–0,10 мм. Слюдистых минералов нередко содержится до 70–80%. Породы этой группы характеризуются наибольшей анизотропией. Скорости распространения ультразвуковых продольных волн в плоскости сланцеватости нередко в два раза больше, чем вкrest ее. При этом скорости в последнем направлении колеблются в пределах 1,5–2,5 км/сек, а в перпендикулярном – 3,0–6,0 км/сек. На рис. 46, а приведен шлиф одной из пород этой группы.

2. Породы со сланцеватой текстурой и фиброгранобластовой структурой. В эту группу входят актинолит-хлорит-кварцевые породы, тремолит-талково-полевошпат-кварцевые и тремолит-кварц-доизитовые сланцы. Эти породы характеризуются чередованием полос разной структуры – гранобластовой, сложенной зернами кварца и полевого шпата размером от 0,04×0,04 до 0,2×0,1 мм, и фибробластовой, сложенной вытянутыми по сланцеватости призматическими кристалликами актинолита и тремолита длиной до 0,1–0,2 мм. Количество призматических минералов в породе колеблется в пределах 40–60%. Анизотропия в этих породах достигает 50–100%. При этом скорости вкrest сланцеватости обычно больше, чем в первой группе и составляют 2,5–3,5 км/сек. В плоскости сланцеватости эта величина изменяется от 4,0 до 6,0 км/сек. На рис. 46, б приведен пример шлифа породы данного типа.

3. Породы с массивной, или близкой к массивной, текстурой и с гетеробластовой, гранобластовой, бластогранатовой, бластосаммитовой структурами. В эту группу входят кварц-полевошпатовые породы с небольшим количеством слюдяных минералов, кварциты, мрамор. Кварц-полевошпатовые породы имеют гетеробластовую и гранобластовую структуры, обусловленные неориентированным расположением зерен и небольшим количеством слюды (см. рис. 46, в).

Кварциты и слюдяные кварциты имеют бластосаммитовую структуру, состоят из полукатаных зерен кварца размером 1,0–0,8 мм, между которыми располагаются мелкие зернышки перекристаллизованного кварца разме-

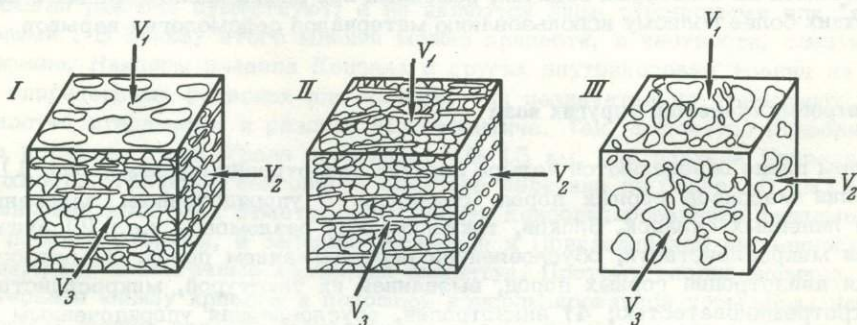


Рис. 45. Типичные схемы структурных элементов образцов и скорости упругих волн в них

I – текстура сланцеватая, структура лепидогранобластовая,  $V_2 > V_3 > V_1$ ;  
 II – текстура сланцеватая, структура фиброгранобластовая,  $V_2 > V_3 > V_1$ ;  
 III – текстура массивная, структура гранобластовая,  $V_2 \approx V_3 \approx V_1$ . Скорости распространения упругих волн:  $V_1$  – перпендикулярно сланцеватости,  $V_2$  – параллельно сланцеватости, параллельно линейности,  $V_3$  параллельно сланцеватости, перпендикулярно линейности

Таблица 6

Схематизированные скоростные характеристики земной коры

Район	"Гранито-гнейсовый" слой						"Базальтовый" слой		
	Верхняя часть			Нижняя часть			$V_i$	$V_n$	$\alpha$
	$V_i$	$V_n$	$\alpha$	$V_i$	$V_n$	$\alpha$			
Юго-восток Русской платформы	6,2	5,9	5	6,7	6,4	5	7,1	7,0	1,5
Западная часть Свердловского профиля ГСЗ	6,6	6,0	10	6,7	6,3	6	7,3	6,5	6
Уральская часть Свердловского профиля ГСЗ	5,9	5,4	9	6,8	6,4	6	7,5	6,5	9
Восточная (Зауральская) часть Свердловского профиля ГСЗ	5,9	5,4	7	6,4	6,3	1,5	7,0	6,8	2
Западно-Сибирская плита	5,5	5,5	0	6,3	6,3	0	7,0	6,9	1,5

Примечание.  $V_i$  и  $V_n$  - наиболее распространенные значения граничной и пластовой скоростей соответственно (в км/сек);  $\alpha = \frac{V_i - V_n}{V_n} \cdot 100$  - коэффициент анизотропии (%).

ром 0,04×0,04; 0,03×0,02 мм и листочки слюды. Содержание последней не превышает 10%. Анизотропия скоростей в "свежих" образцах отсутствует.

Выявленные при ультразвуковых исследованиях большие расхождения скоростей продольных волн при прозвучивании образцов пород вдоль и поперек слоистости в большой мере обусловлены, видимо, трещиноватостью, развитой вдоль последней. На это же, в частности, указывает и большое различие в интенсивностях волн. При больших давлениях, соответствующих значительным глубинам, аномалии анизотропии уменьшаются. Однако несомненно, что скорости ультразвуковых продольных волн в большой степени зависят от текстуры и структуры пород и количественного соотношения минеральных зерен различной формы - изометричных и пластинчатых или призматических. В случае даже небольшой сланцеватости величина их уменьшается, а различие в значениях, измеренных вкрест и в плоскости сланцеватости, увеличивается. Особенно велико отличие в скоростях  $V_1$ ,  $V_2$  и  $V_3$  для пород, в которых содержание пластинчатых минералов, обуславливающих сланцеватую текстуру, достигает 70-80%.

Полученные на образцах характеристики анизотропии пород затруднительно переносить на геологические объекты в естественном залегании хотя бы уже потому, что здесь мы имеем дело и с другими длинами волн и с иными структурами пород и комплексов. Такое положение предопределяет необходимость дальнейших исследований по изучению анизотропии пород в естественном залегании. Одновременно уже сейчас целесообразно теоретически оценить степень возможного влияния этого параметра на точность интерпретации данных сейсмических исследований земной коры.

В настоящее время имеются данные для оценки возможной анизотропии скоростей в земной коре Урала по данным ГСЗ. Целесообразно поэтому высказать соображения об ее причинах и, в частности, о возможной связи с напряженным состоянием недр. Глубинным сейсмическим зондированием на Урале и юго-востоке Русской платформы установлено различие граничных и пластовых скоростей, определенных соответственно по преломленным и отраженным волнам [68, 70, 120]. Как правило, граничные скорости выше пластовых, что иллюстрируется табл. 6.

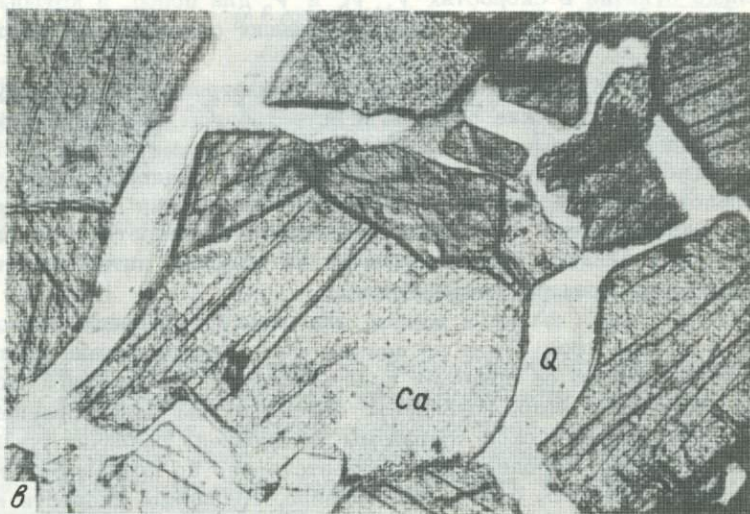
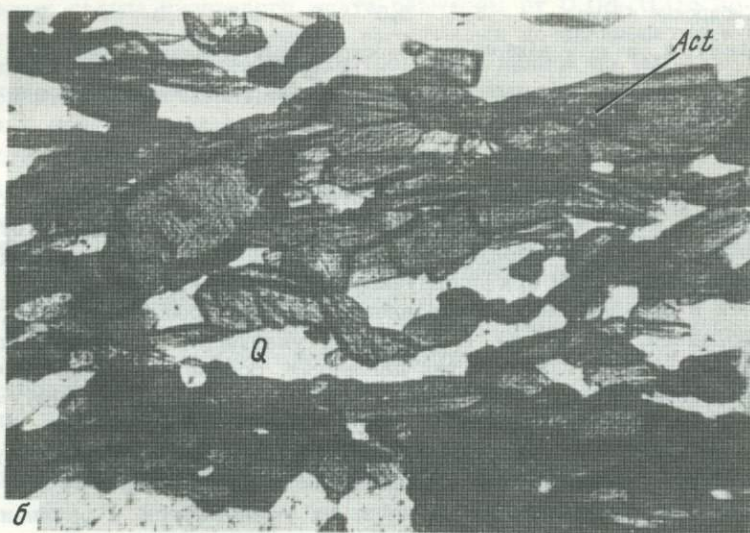
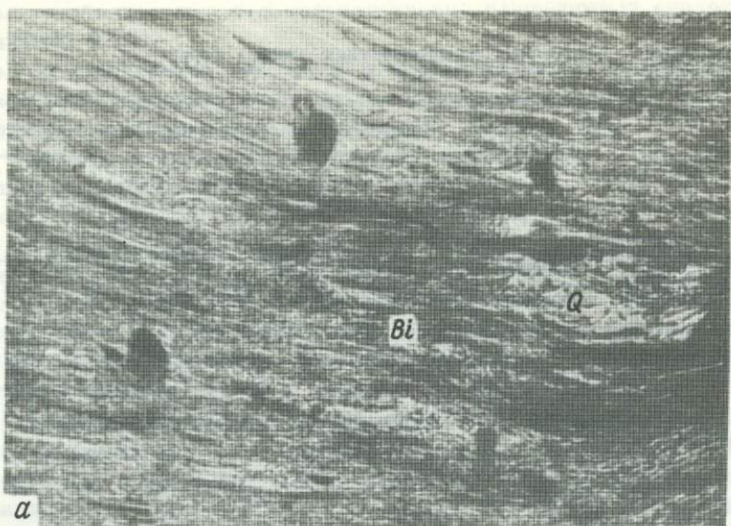


Рис. 46. Шлифы пород различной анизотропии

а - сильноанизотропные, б - среднеанизотропные; в - изотропные; Q - кварц; Act - актинолит, Ca - кальцит; Vi - биотит

Наблюдаемая картина может быть обусловлена следующими причинами:

1) чередованием пластов с повышенными и пониженными скоростями упругих волн; 2) текстурными и структурными особенностями горных пород, обусловленными упорядоченной ориентировкой кристаллов; 3) различием горизонтальных и вертикальных напряжений в земной коре. В принципе все эти факторы могут существовать как порознь, так и вместе. Так, исследованиями комплексной сейсмологической экспедиции ЦФЗ АН СССР установлено для Тянь-Шаня, что на глубине 10-20 км имеется слой со скоростью 5,5-5,7 км/сек, а выше него - со скоростью около 6,0 км/сек и ниже - со скоростью 6,15 км/сек. Как было показано выше, субгоризонтальная ориентировка кристаллов и агрегатов может обусловить повышение скоростей в этом направлении. Не исключая влияния этих двух факторов, рассмотрим возможную связь между анизотропией и действующими сейчас тектоническими силами. При измерении скоростей упругих волн в образцах горных пород, находящихся под одноосным или вообще негидростатическим сжатием, установлено, что первоначально изотропные породы становятся анизотропными [32, 137, 156]. К настоящему времени получены также данные о напряженном состоянии пород в горных выработках Урала, которые приведены в табл. 7 [4].

Несмотря на значительные колебания приведенных в таблице величин, обусловленные геологическими и горномеханическими факторами, измеренные напряжения в большинстве случаев заметно отличаются от значений, рассчитанных по весу горных пород. В субширотном направлении здесь отмечается преобладание сжимающих напряжений, а в субмеридиональном - и сжатие, и растяжение. Максимальное горизонтальное сжатие обычно превосходит вертикальную составляющую<sup>1</sup>.

Если установленный по измерениям в верхах коры характер напряжений сохраняется и на больших глубинах, то горизонтальное сжатие может значительно превышать вертикальную компоненту, что будет одной из основных причин анизотропии скоростей на Урале. Немаловажным фактором здесь являются сопутствующие растяжения по вертикали<sup>2</sup>. Последние отмечаются в породах Северо-Песчанского, Дегтярского и некоторых других рудников (см. табл. 7). Скорости распространения упругих волн в этом направлении будут уменьшаться. Возможно, что анизотропия скоростей в коре Урала обусловлена такой комбинацией субгоризонтальных сжимающих напряжений и вертикальных растяжений.

Можно высказать предположение, что установленная по ГСЗ изотропность земной коры Западно-Сибирской плиты [69, 87] обусловлена меньшими, чем на Урале, горизонтальными напряжениями.

С горизонтальными сжатиями может быть связана по крайней мере часть отраженных волн. Действительно, в сравнительно жестких блоках земной коры под действием сопутствующих вертикальных растягивающих усилий образуются

<sup>1</sup> Характер современного напряженного состояния земной коры Урала не исключает, естественно, возможного преобладания вертикальных напряжений, а также горизонтальных растяжений в определенные этапы развития Уральской геосинклинали.

<sup>2</sup> Оба эти фактора могут привести к превышению линейных деформаций и появлению пластических, обуславливающих трещины, что и будет основной причиной расхождения в скоростях.

Таблица 7

Напряженное состояние горных пород

Место наблюдения	Глубина, м	Напряжения по данным измерений в кровле и на стенке выработки, кг/см <sup>2</sup>			Напряжения, вычисленные по весу пород, кг/см <sup>2</sup>		Азимут действия, град,
		$\sigma_x$	$\sigma_y$	$\sigma_z$	горизонтальные	вертикальные	
Покровское <sup>1</sup>	100	-606	-330	-384	- 9	- 28	100
Северо-песчанское	300	-135	- 7	- 10	-28	- 84	100
Гороблагодатское	170	-178	-238	-146	-16	- 48	98
Валуевское	120	- 47	- 19	- 27	-11	- 34	118
Высокогорское	370	- 65	- 95	-106	-33	-100	130
Лебяжинское	330	- 44	- 76	- 13	-31	- 92	74
Березовское	300	-425	- 74	-212	-28	- 84	90
Дегтярское	430	-490	+ 90	+60 <sup>2</sup>	-42	-127	83
Карабашское	700	-335	+132	-160	-65	-196	100
Вишневогорское	100	-177	-183	-125	-9	- 28	60
Миндякское	247	- 92	- 41	- 11	-23	- 69	125
Кочкарское							
шахта 116	192	- 56	-107	- 20	-19	- 56	90
шахта "Центр"	295	- 70	-313	- 95	-28	- 84	90

<sup>1</sup> Для этого участка даны напряжения, измеренные на стенках выработки и не пересчитанные на массив.

<sup>2</sup> Плюс соответствует растяжению, минус - сжатию.

трещины и зоны трещиноватости. Последние будут обычно невыдержанными отражающими горизонтами, площадками. В пользу этого говорит, в частности, концентрация последних в зонах утолщения тех или иных слоев земной коры Урала [ 70 ].

Переходя к теоретической оценке некоторых сторон влияния анизотропии на точность интерпретации сейсмометрических данных, необходимо снова упомянуть, что различие скоростей упругих волн в вертикальном и горизонтальном направлениях может быть связано с существованием в коре слоя (или слоев) пониженной скорости. Целесообразно поэтому оценить, с какими величинами мощности и скорости их придется иметь дело в условиях Среднего Урала [ 5 ].

Легко показать, что зависимость между мощностью слоя пониженной скорости (волновода)  $h_g$  и скоростью распространения в нем упругих волн  $V_g$ , при мощности коры  $H$ , средней скорости по вертикали  $\bar{V}$  и горизонтали  $V_2$  определяется формулой

$$V_g = \frac{\bar{V} h_g}{H (1 - \frac{\bar{V}}{V_2}) + \frac{\bar{V}}{V_2} h_g} \quad (V.1)$$

Для средней части Свердловского профиля ГСЗ при различии скоростей по вертикали и горизонтали в 10% находим, что скорость продольных волн в

волноводе мощностью 10 км должна быть около 5 км/сек<sup>1</sup>. Присутствие в земной коре Урала выдержанного слоя с такими параметрами обосновать пока затруднительно. Однако наличие "зоны тени" первых волн ГСЗ на расстоянии 100-130 км позволяет предполагать, по крайней мере для части Урала, слой пониженной скорости на глубине около 10 км [201].

Целесообразно оценить влияние анизотропии на результаты сейсмических исследований и дать способы ее учета. Рассмотрим возможности метода отраженных волн [5]. Пусть в земной коре существует параллельная плоскости наблюдения (поверхности Земли) граница, разделяющая среды различной акустической жесткости. Скорость в верхнем слое по вертикали равна  $V_z$ , по горизонтали -  $V_x$ . Исходя из того, что волновая поверхность при точечном источнике возбуждения в однородной изотропной среде представляет собой эллипсоид, запишем уравнение годографа отраженной волны

$$t = t_0 \sqrt{1 + \frac{x^2}{4a^2 h^2}} \quad (V.2)$$

где  $t$  - время прихода отраженной волны в точку наблюдения;  $t_0$  - время прихода отраженной волны в пункте взрыва;  $x$  - расстояние точки наблюдения от пункта взрыва;  $h$  - глубина отражающей поверхности;  $a$  - коэффициент анизотропии, равный  $V_x/V_z$ .

При  $a = 1$  формула (V.2) дает известный годограф отраженной волны для однородной изотропной среды.

На рис. 47 приведены теоретические годографы отраженных волн для плоской границы раздела при коэффициентах анизотропии верхнего слоя 0,85;

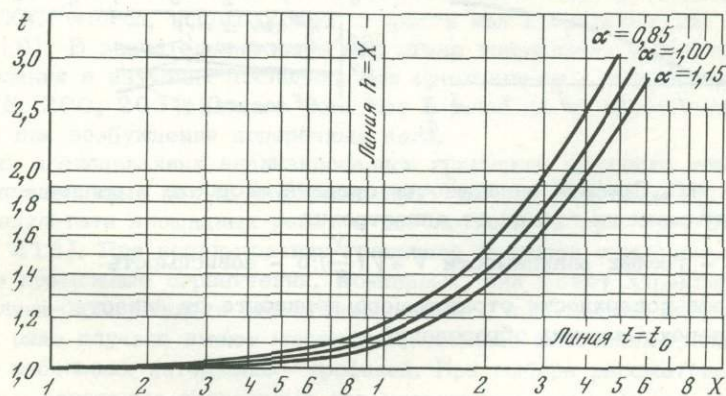


Рис. 47. Теоретические годографы отраженных волн для изотропной и двух видов анизотропных сред

1,00 и 1,15. Можно видеть, что расхождения между годографами значительны уже при удалении от пункта взрыва на расстояние, равное глубине до отражающей поверхности. Это указывает на принципиальную возможность изучать анизотропию методом отраженных волн<sup>2</sup>. Для этой цели интерпретация наблю-

<sup>1</sup> Необходимо иметь в виду ориентировочность указанных количественных характеристик. Рассматривается идеализированная кора без учета градиента скоростей и других элементов.

<sup>2</sup> Необходимо подчеркнуть, что подобный эффект может быть обусловлен также градиентностью среды, что, естественно, следует иметь в виду при анализе сейсмических данных.

денного годографа осуществляется совмещением его с одной из теоретических кривых. После этого находится коэффициент анизотропии  $\alpha$ , а также глубина  $h$  и время  $t_0$ , определяемое соответственно по отрезкам, отсекаемым на оси  $x$  линией  $x=h$  и на оси  $t$  линией  $t=t_0$ . Скорости сейсмических волн в вертикальном и горизонтальном направлениях определяются формулами

$$V_z = \frac{2h}{t_0}, \quad (V.3)$$

$$V_x = \alpha V_z. \quad (V.4)$$

Анализ уравнений годографов отраженных волн для изотропной и анизотропной сред показывает, что средняя скорость  $V_{cp}$  в интервале пункт взрыва - отражающая поверхность - пункт наблюдения зависит от расстояния и определяется формулой

$$V_{cp} = \frac{V_z}{\sqrt{\left(\frac{x^2}{\alpha^2 h^2} + 4\right) / \left(\frac{x^2}{h^2} + 4\right)}}. \quad (V.5)$$

Для примера на рис. 48, а приведен график зависимости  $V_{cp}$  от  $x/h$  при  $V_z = 6,5$  и  $V_x = 7,15$  км/сек, показывающий, что средняя скорость по мере

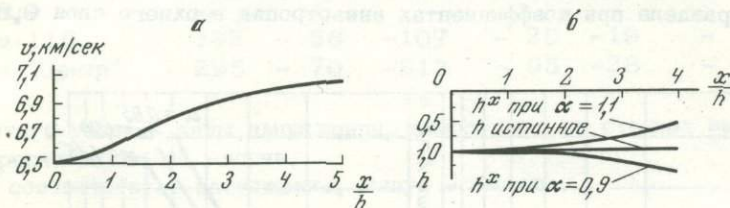


Рис. 48. Графики зависимости средней скорости и рельефа отражающих границ от анизотропии

а - график зависимости  $\bar{V} = \bar{V}\left(\frac{x}{h}\right)$ ; б - зависимость рельефа поверхности отражающего горизонта от анизотропии перекрывающихся образований

удаления от пункта взрыва асимптотически приближается к значению "горизонтальной".

Эффект анизотропии может привести к ложному представлению о рельефе отражающей поверхности: вместо плоской границы здесь будет построена искаженная граница, определяемая формулой

$$h^x = \frac{h}{2} \sqrt{\left[4 - \frac{x^2}{h^2} \left(1 - \frac{1}{\alpha^2}\right)\right]}. \quad (V.6)$$

При  $\alpha > 1$  под пунктом взрыва будет получен прогиб, а при  $\alpha < 1$  - поднятие отражающей границы (рис. 48, б). Сказанное нужно учитывать не только при глубинных сейсмических зондированиях земной коры, но и при сейсморазведочных работах, например, при изучении рельефа кристаллического фундамента, поисках нефтегазоносных структур и т.п. Особенно значительные погрешности

могут иметь место при закритических отражениях, которые, как известно, нередко используются для получения информации о строении земной коры. Формула (V.6) показывает, что ошибки будут незначительны при коротких графиках и наблюдениях по системам, обеспечивающим сопряженные точки.

## О возможном составе верхов мантии на Урале

Граница Мохоровичича является одной из основных сейсмических поверхностей и полно изучена методами взрывной сейсмологии [29, 81]. Определяемая при этом граничная скорость продольных волн в большинстве случаев является устойчивым параметром. По данным И.С. Вольвовского [47], для имеющихся в Советском Союзе 50 000 км профилей ГСЗ эта величина составляет  $(8,0 \div 8,2) \pm 0,3$  км/сек. Как уже отмечалось, на природу наблюдаемого на границе М скачка скоростей высказываются различные точки зрения. Наиболее распространено мнение, что здесь происходит переход от перидотитовой или эклогитовой мантии к коре более кислого состава [23, 29, 44, 148]. При этом высказываются предположения, что здесь не исключается и возможность переходного слоя [237].

Исходными для гипотез о составе верхов мантии являются данные о скоростях продольных волн, изучение пород и минералов кимберлитовых трубок, альпинотипных перидотитовых интрузий, срединно-океанических хребтов. Установленные по ГСЗ скорости сопоставляются со значениями, полученными в лабораторных условиях ультразвуковым методом для образцов пород.

Несмотря на большие достижения в оценке возможного состава коры и верхней мантии, необходимы дальнейшие исследования. Наиболее перспективным является привлечение новых физических параметров. Определенным шагом в этом направлении можно считать разработанный в Институте геофизики УНЦ АН СССР метод, использующий скорости как продольных, так и поперечных волн [6]. В значительной мере это стало возможным в результате широкого выделения и изучения последних при промышленных взрывах в карьерах [191, 196, 200, 203]. Дело в том, что взрывы на их борту весьма благоприятны для возбуждения поперечных волн.

В наших исследованиях анализировались граничные скорости поверхности мантии, определенные как по пересекающим Урал субширотным профилям ГСЗ, так и в результате площадных работ с использованием промвзрывов [2, 47, 70, 203, 215]. При использовании граничной скорости нужно иметь в виду следующие возможные ограничения. Во-первых, она может характеризовать свойства лишь сравнительно маломощного слоя с повышенной скоростью. Во-вторых, в ряде случаев имеют место значительные колебания граничных скоростей на небольших интервалах профилей. При выборе рассматриваемых ниже наиболее вероятных скоростных характеристик верхов мантии Урала эти интервалы из рассмотрения исключаются. В-третьих, имеются зоны сложного строения верхов мантии, где достоверность определения граничной скорости по разделу Мохоровичича понижена. К таким структурам относится Тагило-Магнитогорский прогиб [68, 105]. Используемые нами в дальнейшем значения  $V_2 = 8,0$  км/сек для этой структуры и восточной части Восточно-Уральского поднятия взяты из следующих публикаций [47, 215].

Несмотря на отмеченные ограничения, установлено, что по результатам глубинного сейсмического зондирования вещество верхов мантии в Зауралье, эвгеосинклинальной зоне (Тагило-Магнитогорское погружение и Восточно-Уральское поднятие) и в Предуралье (восточная часть Русской платформы и Предуральский прогиб) характеризуется различными значениями преобладающих скоростей упругих волн (табл. 8).

Представляет интерес, естественно, попытаться объяснить наблюдаемые скоростные характеристики раздела Мохоровичича особенностями минералогического состава или фазовых переходов пород верхов мантии. Поскольку вопрос о вероятном составе последних на Урале нельзя изолировать от проблемы

Таблица 8

Скоростные характеристики и возможный состав верхов мантии на Урале

Геолого-структурные зоны	Средние значения параметров			$K/\rho$ , км <sup>2</sup> /сек <sup>2</sup>	Предполагаемая плотность, г/см <sup>3</sup>	Предполагаемый состав мантии
	$V_p$ , км/сек	$V_s$ , км/сек	$V_p/V_s$			
Восточная окраина Русской платформы и Предуральский прогиб	8,5	4,9	1,74	41	3,4-3,5	Гранатовый или шпинелевый перидотит, либо эклогит
Тагило-Магнитогорское погружение и часть Восточно-Уральского поднятия (осевая зона Урала)	8,0	4,5	1,78	37	3,28	Дунит с повышенным на 2% содержанием летучих
Зауралье и западная часть Западно-Сибирской плиты	8,2	4,65	1,76	38	3,35	Дунит

в целом, рассмотрим наиболее общие из существующих гипотез о природе раздела Мохоровичича и минеральном составе мантийного вещества. Экспериментальные исследования кристаллизации различных силикатных расплавов в условиях переменного давления дали много нового для понимания механизма образования различных магм и состава верхней мантии [139, 213]. Наиболее широким распространением пользуется пиролитовая модель верхней мантии, состоящая на 75% из перидотита и на 25% - из базальта. Характерно, однако, что породы, соответствующие по составу пиролитам, в верхних частях земной коры практически не встречаются, что, видимо, обусловлено разделением их на эклогиты (базальты) и перидотиты [139]. С другой стороны, установлено [163], что все крупные ультраосновные интрузии, помимо перидотитов, содержат габбро, которое по химическому составу представляет собой интрузивный аналог базальтов.

А.П. Виноградовым на основе принципа зонной плавки разработана модель ультраосновного (дунитового) состава верхней мантии и соответственно рассчитано среднее содержание главных и рассеянных элементов [44]. Имеются геологические факты о принадлежности состава верхней мантии к гранатовым перидотитам и эклогитам, о чем, в частности, свидетельствуют многочисленные находки гранатовых перидотитов и эклогитов среди алмазонасных кимберлитов [147, 151]. Нередки также находки шпинельных перидотитов, устойчивых при значительно меньших давлениях и, вероятно, слагающих верхнюю мантию на отдельных участках непосредственно под поверхностью Мохоровичича [148].

Полученные за последние десятилетия данные относительно океанической и континентальной коры и различий их минерального состава свидетельствуют о возможности существования в глубинных зонах различных минеральных парагенезисов. Большинство исследователей считает, что в верхней мантии океанов наиболее распространенными являются дуниты и перидотиты, т.е. существенно оливиновые породы. Подобный тип пород предполагается также для мантии геосинклинальных областей, включая Урал. С другой стороны, для континентальной коры в пределах платформы наиболее характерными фациями представляются эклогиты, шпинелевые и гранатовые перидотиты [151]. Все перечисленные породы, в том числе и распространенные на Урале дуниты и эклогиты, могут представлять собой вещество верхней мантии, хотя, возможно, и измененное вторичными процессами. Для решения вопроса о том, какие

из этих пород наиболее соответствуют мантийному веществу, необходимо провести сопоставление их физических свойств, определенных в близких к реальным термодинамическим условиям, с физическими характеристиками верхней мантии, установленными по геофизическим данным.

Основным способом определения физических свойств горных пород и минералов является экспериментальный, однако для интересующих нас уральских пород соответствующие данные измерений практически отсутствуют. Немногочисленные литературные материалы в основном относятся к скоростям распространения продольных волн [20, 45, 166]. Сведений о скоростях поперечных волн в горных породах Урала в условиях высоких давлений и температур не имеется. В связи с этим существенное значение приобретают методы оценки физических констант, основанные на статических закономерностях, установленных при изучении результатов экспериментальных исследований. Эти методы, в частности, могут быть использованы для определения свойств различных петрологических моделей, а также для учета влияния вторичных изменений глубинных пород, если имеется возможность установить их первичный химический и минеральный состав.

При изучении физических свойств скорость распространения продольных волн  $V_p$  в горных породах оценивалась по следующей формуле из работы [3]:

$$V_p = f\zeta, \quad (V.7)$$

где  $f$  - коэффициент пропорциональности, постоянный при равных давлениях для всех пород (при давлении  $P = 10$  бар  $f = 0,45$ ; при  $P = 10$  кбар  $f = 0,52$ );  $\eta$  - относительная плотность упаковки атомов, определяемая по формуле

$$\eta = \rho \sum_{i=1}^N \frac{a_i}{m_i} n_i, \quad (V.8)$$

где  $\rho$  - плотность горной породы;  $a_i$  - содержание различных окислов (элементов или минералов) в породе в весовых процентах (в зависимости от того, как представлен ее состав - в виде содержания химических элементов, окислов или минералов);  $m_i$  - средний атомный вес окисла или минерала или атомный вес элемента;  $n_i$  - количество элементов в окисле или минерале (для элементов  $n = 1$ ),  $N$  - количество окислов, элементов или минералов, содержащихся в породе и учитываемых при расчете. Погрешность определения скорости предельных волн при давлении около 10 кбар по формуле (V.7), согласно экспериментальной проверке, не превышает 1,5% [20].

Скорость распространения поперечных волн определялась по известной зависимости для изотропных сред

$$V_s = \sqrt{\frac{3}{4} \left( V_p^2 - \frac{K_p}{\rho} \right)}, \quad (V.9)$$

где  $K_p$  - модуль объемного сжатия породы при давлении  $P$ .

Модуль объемного сжатия  $K_0$  породы определялся на основании данных о физических свойствах составляющих ее минералов

$$K_0 = \frac{100}{\rho \sum_{i=1}^n \frac{a_i}{\rho_{0i} K_{0i}}}, \quad (V.10)$$

где  $K_{0i}$  и  $\rho_{0i}$  - соответственно модуль объемного сжатия и плотность отдельного минерала при атмосферном давлении;  $n$  - количество минералов;  $a_i$  - их

содержание в породе в весовых процентах;  $\rho_0$  - плотность породы, вычисляемая по формуле

$$\rho_0 = \frac{100}{\sum_{i=1}^n \frac{a_i}{\rho_i}} \quad (V.11)$$

Для горных пород в различных динамических условиях скорость поперечных волн рассчитывалась подстановкой в формулу (V.9) соответствующих значений  $V_p$ ,  $K_p$  и  $\rho_p$ . Величина скорости продольных волн ( $V_p$ ) при заданном давлении определяется выбором коэффициента  $\psi$ , который при изменении гидростатического сжатия от 10 бар до 10 кбар увеличивается от 0,45 до 0,52. Модуль объемного сжатия ( $K_p$ ) и плотность пород ( $\rho_p$ ) в условиях переменного давления вычислялись по формулам, полученным на основе линейной зависимости между модулем объемного сжатия и относительной плотностью упаковки атомов

$$K_p = A \cdot \Delta \eta_p + K_0, \quad (V.12)$$

$$\rho_p = \frac{m \Delta \eta_p}{100} + \rho_0, \quad (V.13)$$

$$\Delta \eta_p = \frac{P - K_0}{A} + \sqrt{\left(\frac{P - K_0}{A}\right)^2 + \frac{2P\eta}{A}}, \quad (V.14)$$

$$m = \frac{100}{\sum_{i=1}^n \frac{a_i}{m_i}}, \quad (V.15)$$

где  $A = 2,8 \cdot 10^5$  кг/см<sup>2</sup>;  $P$  - давление в кг/см<sup>2</sup>;  $m$  и  $m_i$  - соответственно средний атомный вес породы и минерала;  $\eta$  - относительная плотность упаковки атомов;  $a_i$  - содержание минералов в породе в весовых процентах;  $n$  - количество минералов в породе.

Из сопоставления величин, рассчитанных по формулам (V.12-14), с экспериментальными данными [156] следует, что погрешность определения  $K_p$  и  $\rho_p$  не превышает 1-2% вплоть до давлений, соответствующих фазовым переходам в минералах. По приведенным формулам вычислялись значения  $V_p$ ,  $V_s$ ,  $K_p$  и  $\rho_p$  для ряда горных пород и минеральных ассоциаций, устойчивых в условиях давлений и температур, характерных для верхов мантии.

В соответствии с существующими петрологическими моделями верхней мантии и с учетом фактических геологических данных по Уралу и другим регионам о минеральном составе пород глубинного происхождения, были рассмотрены физические свойства пиролитов, эклогитов, гранатовых и шпинелевых перидотитов и мономинеральных пород типа дунитов, которые могут являться аналогами мантийного вещества. Для всех этих пород в основу расчетов положены данные об их химическом и минеральном составе. Благоприятным обстоятельством при этом является постоянство химического состава минералов, несмотря на переменный минеральный состав пород [63]. Следует отметить, что в гипабиссальных условиях и на дневной поверхности многие глубинные ассоциации являются неустойчивыми: гранатовые перидотиты переходят в шпинелевые, существенно оливиновые по составу ультраосновные породы серпентинизируются, пироксениты оказываются представленными амфиболитовыми фациями, среди основных и ультраосновных пород развиты вторичные изменения - хлоритизация, оталькование и т.д. Поэтому пересчет химических анализов таких измененных пород на первичный минеральный состав с после-

Таблица 9

Физические свойства природных эклогитов

Параметры	Источники			
	по Ред-хаугену [55]	по Дье [55]	по Линггесу [55]	по Силдену [55]
Измеренные:				
$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	3,51	3,61	3,57	3,42
$V_p$ , км/сек	8,37	8,3	8,53	8,13
По А.А.Алейникову и др.[6]				
Расчетные для образца $V_p$ , км/сек	8,42	8,20	8,45	8,24
Погрешность, %	0,6	1,2	0,95	1,35
Теоретические для неизменных эклогитов:				
$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	3,564	3,81	3,69	3,516
$V_e$ , км/сек	8,48	8,60	8,8	8,45
$V_s$ , км/сек	4,94	5,17	5,45	5,6
Примечание. Химический состав и методику измерения значений $V_p$ и $\rho$ эклогитов см. в работе Д.Х.Грина и А.Э.Рингвуда [55].				

дующим вычислением физических констант может, вероятно, дать величины, более соответствующие неизменным породам, чем непосредственные измерения на образцах. Такие пересчеты нами проводились для некоторых ультраосновных пород и эклогитов. По химическому составу последние существенно отличаются от пиролитов и ультраосновных пород. Для них характерно относительно повышенное содержание алюминия, кальция, железа, а также щелочей. Эклогиты могут образоваться из габбро, при этом минеральные ассоциации, наблюдаемые при 1100°C и давлениях ниже 7 кбар, могут быть классифицированы как габбровые, тогда как минеральные ассоциации, существующие при давлениях более 21 кбар, относятся к эклогитовым [55].

Результаты расчетов показывают, что, несмотря на значительные вариации минерального состава, плотности, скорости продольных и поперечных волн в эклогитах стабильны и заметно отличаются от величин, соответствующих другим, в том числе и ультраосновным породам. Характерно, что замеренные и расчетные плотности и скорости упругих волн в отдельных образцах в той или иной степени измененных эклогитов практически всегда ниже вычисленных для неизменных пород (табл. 9).

Из табл. 8 и 9 видно, что расчетные скорости продольных и поперечных волн в неизмененных эклогитах значительно выше отмечаемых по данным ГСЗ в Зауралье и особенно в осевой зоне Урала величин  $V_p$ . Это дает основание предполагать здесь не эклогитовый, а иной состав мантийного вещества.

Ультраосновные породы на Урале распространены несравненно шире, чем эклогиты. Приурочены они, как правило, к зонам крупных тектонических разломов, которые протягиваются на многие сотни километров, нередко, согласно данным ГСЗ, проникая в верхнюю мантию [2, 187, 215]. Судя по геолого-петрографическим и петрохимическим данным, среди них преобладают дунит-гарцбургиты и гарцбургиты [97]. Дуниты сложены оливином существенно магнезиального состава, содержащим 8-9% фаялитовой составляющей. В зонах

повышенной проницаемости, в частности в пределах эвгеосинклиналей, перидотиты и дуниты могут содержать до 2% летучих – главным образом свободной воды и водяного пара [213], что необходимо учитывать при теоретическом определении их физических свойств. Теоретические значения плотности, модуля объемного сжатия и скоростей продольных и поперечных волн для уральских гипербазитов приведены в табл. 10.

Расчеты здесь выполнены для условий всестороннего гидростатического сжатия в 10 кбар. Сопоставление полученных результатов с данными табл. 8 позволяет сделать вывод о вероятном дунитовом составе верхней мантии в Зауралье и в эвгеосинклинальной зоне Урала, причем составу верхов мантии эвгеосинклинальной зоны по физическим свойствам более соответствует дунит, содержащий около 2% летучих. Этот вывод согласуется с гипотезой о первичной пиrolитовой мантии, из которой в результате фракционного плавления образуется базальт и, в качестве тугоплавкого остатка, дунит [139].

Выбор минеральной ассоциации, которая по физическим свойствам соответствовала бы веществу верхов мантии в пределах среднего Предуралья и примыкающей к нему восточной окраины Русской платформы, представляется более сложным. Скорости распространения продольных и поперечных волн в рассмотренных нами эклогитах и гипербазитах заметно отличаются от установленных здесь по данным ГСЗ в верхней мантии. При этом в эклогитах существенно выше скорость поперечных волн, а в гипербазитах относительно мала скорость продольных. Пиролиты по своим свойствам являются промежуточными между гипербазитами и эклогитами, однако и они не подходят в качестве петрологической модели в пределах рассматриваемого региона [55]. Из анализа данных таблиц 8–10 следует, что породы мантии среднего Предуралья и примыкающей окраины Русской платформы должны иметь относительно более высокий, чем у рассмотренных эклогитов и гипербазитов, модуль объемного сжатия, при несколько меньшей, чем у эклогитов, плотности. Плотность упаковки их должна быть выше, чем у гипербазитов. Минеральная ассоциация, имеющая приемлемые физические свойства и устойчивая в условиях верхов мантии, вероятно, должна содержать, наряду с оливином и пироксенами,

Таблица 10

Минеральный состав и физические свойства уральских гипербазитов

Состав и свойства	Дунит	Дунит при наличии летучих	Дунит - гарцбургиты	Гарцбургиты
Оливин ( $f = 8-9$ )	99	97	84	70
Хромшпинелид	1	1	1	1
Энстатит	-	-	15	29
H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> и др.	-	2	-	-
Параметры:				
$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	3,35	3,28	3,34	3,34
$K \cdot 10^5$ , кг/см <sup>2</sup>	13,2(13,34)	13,2(13,34)	12,9	12,6
$V_p$ , км/сек	8,3(8,37)	8,2(8,27)	8,33	8,4
$V_s$ , км/сек	4,7(4,75)	4,5(4,56)	4,8	4,94
$V_p/V_s$ , км/сек	1,76	1,82	1,74	1,7
$K/\rho$ , км <sup>2</sup> /сек <sup>2</sup>	39,4	40,3	38,6	37,8

Примечание. В скобках приведены величины, рассчитанные для давления 15 кбар.

Таблица 11

Минеральный состав и физические свойства петрографических моделей верхней мантии востока Русской платформы и Предуральского прогиба

Порода	Состав, %						Физические свойства		
	Оли- вин	Эн- ста- тит	Пироксен		Шпи- нель	Пи- роп	$\rho$	$V_p$	$V_s$
			жа- деит	диоп- сид					
Шпинелевый	60	-	-	-	40	-	3,44	8,7	4,88
перидотит	70	-	-	-	30	-	3,41	8,6	4,86
	60	20	-	-	20	-	3,36	8,53	4,96
	60	10	10	-	20	-	3,39	8,6	5,0
Гранатовый	60	-	-	-	-	40	3,41	8,65	4,98
перидотит	70	-	-	-	-	30	3,39	8,6	4,93
Эклогит	-	-	-	45	-	55	3,47	8,64	4,98
	-	-	25	25	-	50	3,45	8,75	5,1
	-	-	20	25	-	55	3,48	8,65	4,96

сравнительно много магнезиальной шпинели или пироба, характеризующихся высокими значениями отношений модуля объемного сжатия к плотности: для шпинели  $K/\rho = 55 \text{ км}^2/\text{сек}^2$ , для пироба  $K/\rho = 46 \text{ км}^2/\text{сек}^2$  [48]. В зависимости от состава это могут быть либо эклогиты (пироксен + пироп), либо перидотиты (шпинелевые или пироповые).

В табл. 11 иллюстрируется несколько возможных минеральных ассоциаций, из которых по физическим свойствам наиболее близкими к веществу верхов мантии рассматриваемой площади являются эклогит, состоящий из 45% пироксена и 55% пироба; шпинелевый перидотит, содержащий около 30% шпинели, или пироповый перидотит, относительное количество пироба в котором достигает 30-40%. Из рассмотренных ассоциаций наиболее близкими к естественным породам по составу являются эклогиты, остальные модели характеризуются относительно более высоким, по сравнению с наблюдаемым в природных образцах, содержанием шпинели и пироба. Полученный результат позволяет высказать предположение, что в пределах среднего Предуралья и восточной части Русской платформы в составе верхней мантии существенную роль должны играть пироп или шпинель.

#### О новых поисковых возможностях сейсморазведки

Поперечные волны расширяют возможности сейсмических методов не только в изучении структурно-тектонических элементов земной коры, но и позволяют говорить о качественно новом направлении - о прямых поисках некоторых руд. В этом плане нами рассмотрена возможность индикации железных руд, представленных магнетитом или гематитом, среди кварцитов, а также поиски кварцевых жил и изучение фундамента русской платформы на участках развития перекрывающих его высокоскоростных известняков. Имеется в виду, что с кварцитами и кварцсодержащими породами кроме железа могут быть связаны многие другие полезные ископаемые: золото, молибден, вольфрам, олово и т.д.

Основные железорудные запасы будущего сосредоточены на земном шаре в древних кристаллических толщах щитов и платформ. Ярким подтверждением этого являются месторождения Курской магнитной аномалии.

На Урале в последние годы перспективы расширения железорудной базы в значительной мере связываются с поисками и изучением железистых кварцитов, приуроченных к гнейсовым комплексам. Поэтому целесообразно оценить возможности использования сейсмических методов в свете изменения последних не только скоростей продольных волн, как это обычно имеет место, но и поперечных [7].

Рассматривая в первом приближении железистый кварцит как изотропный агрегат кварца и магнетита, для характеристики его упругих свойств используем описанный в предыдущем параграфе метод. Скорость распространения продольных волн в горных породах определяется зависимостью

$$V_p = f \eta, \quad (V.16)$$

где  $V_p$  - скорость продольных волн (км/сек),  $f$  - коэффициент пропорциональности;  $\eta$  - относительная плотность упаковки атомов в породе, численно равная количеству грамм-атомов в 100 г вещества. Для двуминерального агрегата значение  $\eta$  может быть найдено по формуле

$$\eta = \rho \left( \frac{a_1}{m_1} + \frac{a_2}{m_2} \right), \quad (V.17)$$

где  $\rho$  - плотность агрегата, а  $a_1, a_2$  - содержание минералов в агрегате в весовых процентах,  $m_1, m_2$  - их средние атомные веса. Плотность агрегата определяется, если известны плотности слагающих его минералов  $\rho_1$  и  $\rho_2$  по формуле

$$\rho = 100 / \left( \frac{a_1}{\rho_1} + \frac{a_2}{\rho_2} \right). \quad (V.18)$$

Для вычисления скорости распространения поперечных волн используется известное выражение для изотропных сред:

$$V_s = \sqrt{\frac{3}{4} \left( V_p^2 - \frac{K}{\rho} \right)}, \quad (V.19)$$

где  $K$  - модуль объемного сжатия агрегата, величина которого определяется по данным о физических свойствах минералов (кварца и магнетита), составляющих агрегат (железистый кварцит), по формуле

$$K = \frac{100}{\rho \left( \frac{a_1}{\rho_1 K_1} + \frac{a_2}{\rho_2 K_2} \right)}, \quad (V.20)$$

где  $K_1$  и  $K_2$  - модули объемного сжатия минералов (кварца и магнетита); остальные обозначения те же, что и в предыдущих формулах.

По формулам (V.16-20) были вычислены значения  $V_p, V_s, K, \rho$  и  $V_p/V_s$  для агрегата, содержащего кварц и магнетит. При расчетах приняты следующие исходные данные: для кварца -  $\rho_1 = 2,6$  г/см<sup>3</sup>;  $m_1 = 20$ ;  $K_1 = 3,73 \cdot 10^5$  кг/см<sup>2</sup>; для магнетита - соответственно  $5,1$  г/см<sup>3</sup>;  $33$  и  $17,57 \cdot 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Коэффициент  $f$  принят равным  $0,45$ , что соответствует давлению около  $10$  бар.

Результаты вычислений представлены на рис. 49, где по оси абсцисс отложено количество кварца и магнетита в агрегате. Чертежи  $a$  и  $b$  этого рисунка показывают, что увеличение содержания магнетита приводит к возрастанию плотности, скорости продольных волн и модуля объемного сжатия, при нелинейной зависимости этих величин от количества магнетита. Скорость поперечных

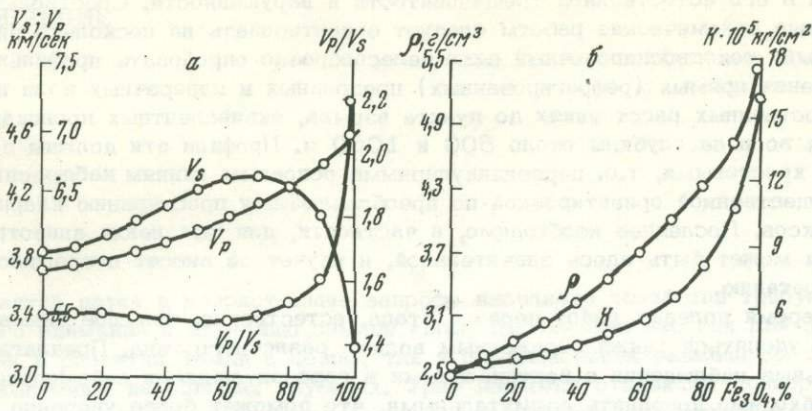


Рис. 49. Графики зависимости скоростей продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн (а), плотности  $\rho$  и модуля объемного сжатия  $K$  от содержания магнетита в кварцитах (б)

волн максимальна при весовом содержании магнетита 60–70%. Из графика видно, что до этой величины отношение  $V_p/V_s$  сохраняется на уровне 1,47–1,52. В дальнейшем оно резко возрастает, так как, с одной стороны, скорость продольных волн и плотность продолжают увеличиваться, а с другой – скорость поперечных волн резко уменьшается. Таким образом, появляется предпосылка выделения магнетитов среди кварцитов по величине аномалий отношения  $V_p/V_s$ .

Предлагаемый на основании установленной зависимости метод поисков магнетита (гематита) имеет как положительные, так и отрицательные моменты. С одной стороны, чистые магнетиты будут выделяться весьма большими аномалиями, с другой стороны, уменьшение весового процентного содержания магнетита даже до 80% лишает сейсмический метод перспектив.

Нами проведены измерения скоростей упругих волн в образцах кварцитов и магнетитовых руд Урала. Полученные данные показаны в табл. 12 и подтверждают предпосылки применения сейсморазведки при поисках и разведке кварцитов среди вмещающих пород и при выделении среди кварцитов богатых железных руд.

Для разработки методики полевых работ по поискам магнетитовых руд среди кварцитов необходимы специальные опытные исследования. В общих чертах здесь можно рекомендовать следующую схему наблюдений. Сначала целесообразны параметрические измерения на одном из известных достаточно крупных рудных тел. Желательно, чтобы этот объект не был еще затронут горнодобывающими и взрывными работами, так как в этом случае можно быть уве-

Таблица 12

Скорости упругих волн

Номер образца	Название	$V_p$ , м/сек		$V_s$ , м/сек		$V_p/V_s$	
		по X	по Y	по X	по Y	по X	по Y
1	Кварцит	5500	5250	3640	3400	1,51	1,54
2	Кварцит	5225	5340	3600	3700	1,47	1,40
3	Руда	5870	5500	2900	2900	2,05	1,80
4	Руда	4500	4380	2030	2030	2,18	2,11
5	Руда	6000	6000	2740	2740	2,18	2,21

ренным в его естественной трещиноватости и нарушенности. Собственные же поисковые сейсмические работы следует ориентировать на несколько циклов. В первый рекогносцировочный цикл целесообразно опробовать профильные наблюдения прямых (рефрагированных) продольных и поперечных волн при двух постоянных расстояниях до пункта взрыва, эквивалентных прониканию упругих волн на глубины около 500 и 1000 м. Профили эти должны дополняться крестовыми, т.е. перпендикулярными основным линиям наблюдениями, с преимущественной ориентировкой по преобладающему простиранию кварцитовых комплексов. Последнее необходимо, в частности, для выяснения анизотропии, которая может быть здесь значительной, и неучет ее внесет погрешность в интерпретацию.

Во время полевых работ первого этапа, естественно, большое внимание должно уделяться также отраженным волнам различного типа. Предлагаемые профильные наблюдения с вертикальными и горизонтальными сейсмоприемниками необходимо дополнять азимутальными, что поможет более уверенно классифицировать волновые поля [208]. Второй этап сейсморазведочных работ на кварцитах составляют детальные площадные исследования на участках, где профильными наблюдениями выявлены аномалии скоростей в благоприятных структурных условиях. Методика здесь может быть достаточно сложной и специфичной в каждом отдельном случае.

Иллюстрируемая рис. 49,а картина изменения  $V_p/V_s$  показывает также на возможность решения сейсморазведкой еще одной задачи — картирования толщ кварцитов среди других пород и комплексов. В самом деле, известно, что подавляющее большинство пород характеризуется близким к 1,7 отношением скоростей продольных и поперечных волн. Магнетитосодержащие кварциты, для которых эта величина обычно не превышает 1,5, можно будет выделять сейсморазведкой, т.е. применить метод и для целей картирования. Особенно широкие перспективы здесь имеются для изучения существенно кварцитосодержащего древнего фундамента в случаях, если он перекрыт известняками, доломитами. Такая картина как раз имеет место, в частности, на востоке Русской платформы, благодаря чему метод преломленных продольных волн на ряде участков не может быть применен для изучения поверхности фундамента, так как и известняки и доломиты обладают скоростями порядка 6,0 км/сек. По поперечным же волнам они резко разнятся — величины их для указанного численного примера составят для кварцосодержащего фундамента 4,0 км/сек и более, а для известняков — около 3,0 км/сек.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Развитие науки и возрастающие запросы народного хозяйства требуют все большего внимания к изучению земной коры. Необходимо это как для познания строения и развития Земли в целом, так и для выяснения размещения полезных ископаемых на больших глубинах. Урал является старейшей горнорудной провинцией нашей страны и характеризуется сравнительно высокой геологической исследованностью. Поэтому здесь благоприятны перспективы изучения связи поверхностных структур с глубинными, сопоставления геофизических данных с геологическими. В то же время фонд легкооткрываемых месторождений полезных ископаемых на Урале иссякает. Поэтому все большее внимание уделяется поискам глубинных залежей, изучению связи последних с крупными элементами строения земной коры. Гравиметрия и магнитометрия решили некоторые задачи структурно-тектонического районирования Урала. Однако многие данные о строении коры можно получить лишь с помощью сейсмометрии. Для успешного применения последней необходимы как рациональные методики полевых работ и интерпретации, так и знание физических свойств изучаемых сред.

2. Систематизированы данные профильных глубинных сейсмических зондирований на Урале и в сопредельных областях. В результате выявлены многие элементы слоисто-блокового строения земной коры, количественно охарактеризованы геофизические параметры блоков и глубинных разломов. Наряду с большими успехами непрерывных профильных сейсмических исследований на Урале отмечаются и их теневые стороны, сдерживающие изучение объемных характеристик земной коры.

3. Разработан метод площадного изучения пространственных характеристик земной коры упругими волнами, возбуждаемыми в карьерах и шахтах при добыче полезных ископаемых. Создан комплект аппаратуры, включающий в себя как серийные станции, так и специально разработанные приборы и установки: кодирующий отметчик момента взрыва (КОМВ), станцию ближней от очага взрыва зоны (СБОЗ), компенсатор электромагнитных помех на каналы сейсмостанций (КЭПС), автомат включения лентопротяжного механизма сейсмостанции (АВСС), азимутальную установку (АУ-9) и низкочастотную приставку для анализа упругих волн (СНЧ). Обосновано комплексирование многоканальных сейсморазведочных станций типа ПОИСК и трехкомпонентных точечных наблюдений аппаратурой "Земля". Установками первого типа при методике пространственных сейсмических зондирований изучается "тонкая" структура земной коры: углы падения, азимуты и глубины залегания отражающих площадок. Более низкочастотные станции "Земля" дают сведения об опорных отражающих границах.

4. С применением разработанной методики изучены значительные площади Урала. Установлено, что земная кора насыщена различно ориентированными отражающими площадками. Многие элементы ее строения изменяются значительно в меридиональном направлении, т.е. вдоль уральских структур, чем вкrest последних. Выявлены и изучены сейсмометрией субширотные и диагональные разломы земной коры. На Среднем Урале установлено существование единого блока земной коры, включающего Тагильское погружение и часть Восточно-Уральского поднятия. На Южном Урале установлена особая структура Вознесенско-Присакмарского синклинали, являющегося переходной зоной между мио- и эвгеосинклиналию. Обосновывается глубинный признак поис-

ков крупных медных орудений по структуре первого опорного отражающего горизонта.

5. Рассматриваются анизотропия упругих свойств образцов и возможная связь ее с напряженным состоянием земной коры. Для оценки влияния анизотропии на результаты сейсмических исследований теоретически рассмотрена двухслойная среда. Проведены расчеты скоростных параметров моделей верхов мантии и сопоставление их с измеренными величинами. Предполагается, что в эвгеосинклинали под разделом Мохоровичича залегают дуниты, а на востоке Русской платформы и в миогеосинклинали Урала могут быть как шпинелевые или акриловые перидотиты, так и эклогиты. Теоретически рассмотрены свойства агрегата кварца с магнетитом и установлены предпосылки поисков залежей последнего в кварцитах. Использование поперечных волн позволяет также расширить возможности сейсмометрии при решении ряда других задач.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А.А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, изд-во "Наука", 1972.
2. Абдулин А.А., Антоненко А.Н., Дубровин Г.К. Глубинное строение земной коры Мугоджар по сейсмическим данным. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
3. Алейников А.Л., Беллавин О.В. О связи плотности упаковки атомов в горных породах со скоростью продольных волн. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968.
4. Алейников А.Л., Зубков А.В., Халевин Н.И. О возможной связи анизотропии скоростей упругих волн и напряженного состояния земной коры. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 1.
5. Алейников А.Л., Халевин Н.И. К изучению анизотропии скоростей упругих волн в земной коре. — Геол. и геофиз., 1971, № 2.
6. Алейников А.Л., Бугайло В.А., Малахов И.А., Халевин Н.И. О вероятном составе верхней мантии на Урале. — Сов. геол., 1973, № 9.
7. Алейников А.Л., Халевин Н.И. К вопросу о поисках магнетитовых руд сейсмо-разведкой. — Геол. и геофиз., 1974, № 2.
8. Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В. Элементы геологического строения восточного склона Урала по геофизическим данным. — Труды Свердловского горного ин-та, 1963, вып. 43.
9. Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Калабурдина А.И., Кузнецов А.А., Бачин А.П., Бельтенева Е.Б., Игошин Б.Л., Кленчин Н.Н., Чергинцев В.Ф. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. — В сб. "Глубинное строение Урала", М., изд-во "Наука", 1968.
10. Ананьин И.В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями. — В сб. "Современные движения земной коры", № 3, М., изд-во "Наука", 1968.
11. Андреев А.П., Бродовой В.В., Гольдшмидт В.И., Кузьмин Ю.И., Морозов М.Д., Эйдлин Р.А. К вопросу о связи гравитационного поля, дневного рельефа и глубинного строения земной коры. — В сб. "Вопросы рудной геофизики в Казахстане". Алма-Ата, изд-во "Казахстан", 1966.
12. Антоненко А.Н. О глубинном строении земной коры в области сочленения Западно-Сибирской низменности и структур Центрального Казахстана. — В сб. "Труды II Уральского петрограф. совещания", т. 1. Свердловск, 1969.
13. Антоненко А.Н., Дубровин Г.К. Особенности строения верхней мантии Мугоджар. — В сб. "Земная кора Казахстана". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1971.
14. Антоненко А.Н., Булин Н.К., Лыков В.И., Минин А.И., Шербакова Б.Е. Состояние и перспективы развития метода обменных волн землетрясений. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
15. Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, ч. 1. М., Гостоптехиздат, 1941.
16. Архипов В.И., Ахмадиев Ю.Х., Овдина Г.К., Огаринов И.С. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Южного Урала. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968.
17. Атлас землетрясений в СССР. М., изд-во "Наука", 1962.
18. Атлас глубинного строения СССР. Под редакцией Н.А. Беляевского. М., изд-во ГУТК МГ СССР, 1974.
19. Афанасьев Г.Д. О границе земной коры и верхней мантии. — В сб. "Кора и верхняя мантия Земли". "Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 1". М., изд-во "Наука", 1968.
20. Баранов Б.В. Скорость продольных волн при высоких давлениях в метаморфических породах Магнитогорского рудного района на Урале. — В сб. "Физические свойства горных пород при высоких термодинамических условиях". Киев, изд-во "Наукова думка", 1971.

21. Белебель Н.М., Тригубов А.В. Опыт совместной регистрации продольных и обменных преломленных волн в Ундино-Даинской депрессии. — В сб. "Методика рудной сейсморазведки". Новосибирск, изд-во "Наука", 1963.
22. Беллавин О.В. Закономерности пространственного размещения гранитных массивов на Урале. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 2-3.
23. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во "Наука", 1966.
24. Белоусов В.В. Некоторые общие вопросы развития тектоносферы. — В сб. "Кора и верхняя мантия Земли". "Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 1". М., изд-во "Наука", 1968.
25. Белоусов В.В. Некоторые вопросы строения и развития тектоносферы и задачи ее изучения. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
26. Бельтенева Е.Б., Мансуров В.С., Флакс Я.Ш., Кривченко А.И. Строение Магнитогорской синклирной зоны Южного Урала по геофизическим данным в связи с возможной ее нефтегазонасытостью. — Геол. нефти и газа, 1965, № 1.
27. Бельтенева Е.Б., Вульфович Ю.Т., Мансуров В.С. Результаты сейсморазведочных работ МОВ на восточном склоне Южного Урала. — В сб. "Вопросы геофизики". Л., изд-во "Недра", 1966.
28. Беляевский Н.А., Федынский В.В. Изучение глубинных недр Земли и задачи сверхглубокого бурения. — Сов. геол., 1961, № 12.
29. Беляевский Н.А. Геологические результаты глубинных сейсмических исследований земной коры. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
30. Берзон И.С., Караев Н.А., Пузырев Н.Н., Тригубов А.В., Смирнова З.И., Шмидт Н.Г. Современное состояние и пути развития рудной сейсморазведки. — В сб. "Вопросы разведочной геофизики". Л., изд-во "Недра", 1966.
31. Берзон И.С., Вейцман П.С., Пасечник И.П., Ратникова Л.И. Волновые поля для тонкослоистых моделей области перехода от коры к мантии. — Геофиз. сб., № 31. Киев, изд-во "Наукова думка", 1969.
32. Берч Ф. Плотность и состав верхней мантии. — В сб. "Земная кора и верхняя мантия". М., изд-во "Мир", 1972.
33. Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. XXXVIII (3).
34. Бондарев В.И. Способ определения направления смещения частиц по данным азимутальных наблюдений. — Прикл. геофиз., 1965, вып. 45.
35. Борисов А.А. Морфология поверхности Мохоровичича территории СССР и ее структурное значение. — Сов. геол., 1964, № 4.
36. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К., Ширей Е.П. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданоносных областей. — Труды ЦНИГРИ, 1972, вып. 92.
37. Булашевич Ю.П., Халевин Н.И., Тимофеев А.Н., Кузнецов А.А. К выбору места заложения сверхглубокой скважины на Урале. В сб. "Методические вопросы рудной геофизики Урала". — Труды Ин-та геофизики УФАИ, 1965, № 3.
38. Булашевич Ю.П., Башорин В.Н. Гелий в подземных водах на профиле ГСЗ в Зауралье. — Докл. АН СССР, 1971, т. 193, № 3.
39. Булашевич Ю.П., Башорин В.Н. О выявлении разломов на Свердловском профиле ГСЗ по повышенным концентрациям гелия в подземных водах. — Изв. АН СССР, серия Физика Земли, 1973, № 3.
40. Буньков А.М., Дружинин В.С., Халевин Н.И. Об изучении Тагильского синклинория Урала методом пространственных сейсмических зондирований. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968.
41. Вахрамеев И.С., Сенченко Г.С. Этапы тектономагматического развития Магнитогорского мегасинклинория. — В сб. "Тектоника и магматизм Южного Урала". М., изд-во "Недра", 1974.
42. Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. — Труды Сейсмологического ин-та, 1940, № 104.
43. Виноградов А.М., Ярош А.А. Строение структурно-формационных зон Южного Урала и развитие глубинных разломов земной коры. — Труды СГИ, Разведочная геофизика, 1972, вып. 83.
44. Виноградов А.Д. О происхождении вещества земной коры. — Геохимия, 1961, № 1.
45. Волорovich М.П., Кирееенкова С.М. Скорости продольных волн в породах эклогитовой фации Южного Урала при высоких давлениях в зависимости от степени метаморфизма. — В сб. "Тектонофизика и механические свойства горных пород". М., изд-во "Недра", 1971.

46. Вольвовский И.С., Рябой В.З., Шрайбман В.И. О природе региональных гравитационных аномалий Бухаро-Хивинской провинции и сопредельных регионов. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 5.
47. Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры СССР. М., изд-во "Недра", 1973.
48. Галдин Н.Е. О физических свойствах окислов и силикатов при высоких давлениях и температурах. — Геохимия, 1970, № 2.
49. Гамбурцев Г.А. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1960.
50. Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Типы структур молодых платформ. — Геотектоника, 1965, № 1.
51. Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л. Чехлы молодых платформ. — В сб. "Тектоника Евразии". М., изд-во "Наука", 1966.
52. Гарьковец В.Г. О некоторых частях различия Урала и Тянь-Шаня и о свидетельствах направленного развития Урало-Тянь-Шанского складчатого пояса. — В сб. "К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1969.
53. Гордиенко Ю.М., Маркитантов И.Ф., Меньшиков Ю.П., Посашев О.В., Политов В.Т., Рыбалка В.М. Применение сейсморазведки в рудных районах Урала. — В сб. "Состояние и задачи разведочной геофизики". М., изд-во "Недра", 1970.
54. Горский И.И. Уральско-Новоземельская складчатая область. — В сб. "Геологическое строение СССР", т. III. М., Госгеолтехиздат, 1958.
55. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В сб. "Земная кора и верхняя мантия". М., изд-во "Мир", 1972.
56. Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.
57. Гуткин Е.С., Посашев О.В., Рыбалка В.М., Ставрати В.И. Тектоника Североуральского бокситового бассейна по геофизическим данным. — Геотектоника, 1970, № 5.
58. Давыдова Н.И., Косминская И.П., Капустян И.К., Михота Г.Г. Модели земной коры и границы М. — Геофиз. сб., вып. 51. Киев, изд-во "Наукова думка", 1973.
59. Давыдова Н.И., Михота Г.Г. Изучение тонкой структуры границы Мохоровичича на суше. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
60. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., изд-во "Недра", 1967.
61. Деменицкая Р.М., Москалева С.В. О существовании внутрикорового рифта Урала. — В сб. "Геофизические методы разведки в Арктике", вып. 5. Л., изд-во "Недра", 1968.
62. Дементьев Г.Я. Глубинное строение Магнитогорского мегасинклиория по данным геофизики. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968.
63. Денисов Е.П. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтоидах — возможный индикатор состава верхней мантии. — В сб. "Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия", 1970, № 7. М., изд-во "Наука".
64. Добрынин В.И. Изучение строения палеозойских образований Урала сейсморазведкой. — В сб. "Вопросы разведочной геофизики". Л., изд-во "Недра", 1966.
65. Дорофеев Б.В., Рыбалка В.М., Шмаков В.Н. Результаты сейсморазведочных работ на Урале. — В сб. "Вопросы разведочной геофизики", вып. 75, СГИ, 1971.
66. Дружинин В.С., Козырев Е.И., Рыбалка В.М., Халевин Н.И., Чудакова Л.Н. Опыт регистрации глубинных отражений в юго-западной части Сибири. — Геол. и геофиз., 1968, № 11.
67. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Казачихина Л.Н. Строение верхней части земной коры Среднего Урала (по данным сейсморазведки). — В сб. "Состояние и задачи разведочной геофизики". М., изд-во "Недра", 1970.
68. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Халевин Н.И. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968.
69. Дружинин В.С., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Пузырев Н.Н., Рудницкий А.Л., Рыбалка В.М., Халевин Н.И. Строение земной коры и верхней мантии по профилю Ижевск — Илим — Ханты-Мансийск — Енисейск — Братск. — В сб. "Проблемы строения земной коры и верхней мантии", № 7. М., изд-во "Наука", 1970.
70. Дружинин В.С., Казачихина Л.Н., Политов В.Т., Рыбалка В.М., Халевин Н.И., Чудакова Л.Н. Глубинное строение земной коры Урала и прилегающих к нему областей по Свердловскому субширотному пересечению. — В сб. "Труды II Уральского петрографического совещания", т. I. Свердловск, 1969.
71. Дружинин В.С., Беликова Д.А., Рыбалка В.М. Отражающие свойства границы Мохоровичича на восточной окраине Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1970, № 8.

72. Епинатьева А.М. О рефрагированных и отраженных волнах в земной коре. — Изв. АН СССР, серия Физика Земли, 1969, № 3.
73. Есенов Ш.Е., Морозов М.Д., Абдулин А.А., Бекжанов Г.Р., Кунин Н.Я., Иванов А.П. Сейсмические исследования земной коры в Казахстане и их основные результаты. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
74. Заварицкий А.Н. Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.
75. Завьялов В.Д., Столярова Е.Н. Сейсморазведочные работы методикой массовых пространственных зондирований (МПЗ). — Прикл. геофиз., 1957, вып. 17.
76. Иванов С.Н. О происхождении гранитоидов и глубинных флюидов. — Ежегодник Трудов Института геологии и геохимии УФАН АН СССР за 1970 г. Свердловск, 1971.
77. Иванов С.Н., Ефимов А.А., Мишкин Л.М., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Смирнов Г.А. Природа Уральской геосинклинали. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5.
78. Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров Р.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале. — Геотектоника, 1971, № 1.
79. Клосс Х. Глубинное сейсмическое зондирование в Западной Европе. — В сб. "Земная кора и верхняя мантия". М., изд-во "Мир", 1972.
80. Коридалин Е.А. Изучение строения земной коры сейсмическими методами. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
81. Космиянская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии (развитие основ метода). М., изд-во "Наука", 1968.
82. Космиянская И.П., Пузырев Н.Н. Методические проблемы ГСЗ. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
83. Космиянская И.П., Павленкова Н.И. Волновые поля и модели коры. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
84. Косыгин Ю.А. Понятие структуры в геологических исследованиях. — Геол. и геофиз., 1970, № 4.
85. Косыгин Ю.А. Проблемы тектоники молодых плит. — В сб. "Проблемы общей и региональной геологии". Новосибирск, изд-во "Наука", 1971.
86. Краснобаева А.Г., Кормильцев В.В. Глубинное геоэлектрическое строение Среднего Урала по электромагнитным данным (ГМТЗ). — Труды Ин-та геофизики УФАН СССР. Свердловск, 1970.
87. Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Самойлович А.С. Строение земной коры в центре и на юго-востоке Западно-Сибирской низменности по данным точечных сейсмических зондирований. — Геол. и геофиз., 1966, № 1.
88. Крылов С.В. О пологих сейсмических границах внутри фундамента. — Геол. и геофиз., 1970, № 4.
89. 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 сб. "Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири". М., изд-во "Наука", 1970.
90. Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Мишенькин Б.П., Крылов А.Л., Мишенькина З.Р., Суворов В.Д., Янушевич Т.А. Сейсмические исследования земной коры Западной Сибири. — В сб. "Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири". М., изд-во "Наука", 1970.
91. Кузнецов А.А., Таврин И.Ф. Геологическое строение Магнитогорского синклинория на Южном Урале по данным геофизики. В сб. "Геология и полезные ископаемые Оренбургской области". — Труды УФАН СССР, Свердловск, 1960.
92. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геол. и геофиз., 1967, № 10.
93. Кунин Н.Я., Иванов А.П., Шапилов В.И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, т. XIV (6).
94. Кухмазов У.А., Ефимкин Н.С., Фоменко К.Е., Дементьева И.Г., Погребянский С.А., Коржавина Т.А., Шукаева В.А. Комплексные геофизические исследования в Прискаспийской впадине и ее обрамления и основные направления геофизических работ. — Нефтяная геол. и геофиз., науч.-техн. сборник, 1971, № 2.
95. Литвиненко И.В. Системы сейсморазведочных наблюдений при изучении сложных структур верхней части консолидированной коры. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
96. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., изд-во "Недра", 1965.
97. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. — Труды Ин-та геологии УФАН СССР. Свердловск, 1966.

98. Малахов А.А. Как произошли Уральские горы. Свердловск, 1951.
99. Малахов А.А., Желобов П.П. О глубинной геологии Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 7.
100. Мишенькин Б.П. Применение магнитной записи при глубинных сейсмических исследованиях. — Геол. и геофиз., 1965, № 10.
101. Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 6.
102. Наливкин В.Д. Пологие надвиги в окрестностях г. Чусового. — Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
103. Наливкин В.Д., Куликов Ф.С., Морозов С.Г., Слепов Ю.Н. Новый авлакоген на востоке Урало-Полужья. — Геол. нефти и газа, 1964, № 3.
104. Наливкин Д.В. Палеогеография Уральской геосинклинали в палеозое. — Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 5.
105. Незоленова Э.А., Халевин Н.И. О характере раздела Мохоровичича на Урале. В сб. "Строение земной коры Урала". — Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, 1967, № 5.
106. Непомнящих А.А., Никитина Т.А., Кыстаубаев К.К. Геофизические поля в районе Актюбинского профиля и их связь с глубинным строением. — В сб. "Земная кора Казахстана". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1971.
107. Нестоянова О.А. Разломы Магнитогорского мегасинклинария и связь с ними медноколчеданных месторождений Южного Урала. "Материалы по геологии Южного Урала". — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1964, т. 119.
108. Николаев Н.И., Шульц С.С. Обзорная карта новейшей тектоники СССР и принципы ее составления. — В сб. "Неотектоника СССР". Рига, изд-во "Наука", 1961.
109. Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — Труды Горно-геологического ин-та УФАИ СССР, 1960, вып. 39.
110. Огаринов И.С. Глубинная структура Урала и сопредельных регионов. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968.
111. Огаринов И.С., Ахмадиев Ю.Х. К вопросу о строении основания палеозойских геосинклинальных толщ в Магнитогорском мегасинклинории на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5.
112. Огаринов И.С. Строение и районирование земной коры Южного Урала. М., изд-во "Наука", 1973.
113. Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. — Бюлл. МОИП, нов. серия, 1947, вып. 4 (8).
114. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5.
115. Пейве А.В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — Геотектоника, 1973, № 3.
116. Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. — Труды ГИН, 1968, вып. 182.
117. Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М., изд-во "Недра", 1972.
118. Петрушевский Б.А. Мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской низменности. — Бюлл. МОИП, № 4, 1951.
119. Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
120. Померанцева И.В. К вопросу о скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. — Прикл. геофиз., 1964, № 38.
121. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Применение сейсмологических станций "Земля" при изучении строения юго-востока Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 1.
122. Поспелов Г.Л. Некоторые вопросы эндогенной геодинамики. — В сб. "Проблемы общей и региональной геологии". Новосибирск, изд-во "Наука", 1971.
123. Проводников Л.Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента Западно-Сибирской платформы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
124. Прокин В.А., Попов Б.А. Структуры колчеданных месторождений Южного Урала. — Сов. геол., 1971, № 1.
125. Прония А.А. Основные тектонические структуры Урала и их происхождение. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 8.
126. Прония А.А. О связи тектонического и магматического процессов и геологической истории Урала. В сб. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала". — Труды I Уральского петрографического совещания, т. 1. Свердловск, 1963.
127. Прония А.А. Роль глыбовых движений земной коры в развитии геосинклинальных областей. — В сб. "Строение и развитие земной коры". М., изд-во "Наука", 1964.

128. Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостогтехиздат, 1959.
129. Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапов С.В. Точечные сейсмические зондирования. — В сб. "Методика сейсморазведки". М., изд-во "Наука", 1965.
130. Пузырев Н.Н., Худобина Л.Н., Бродов Л.Ю., Гинодман А.Г., Лебедев К.А., Лебедева Г.Н. Состояние и перспективы развития метода поперечных волн. — В сб. "Состояние и задачи разведочной геофизики". М., изд-во "Недра", 1970.
131. Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Суворов В.Д. Малодетальные исследования методом ГСЗ. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
132. Пушкарев И.К., Шацков В.И., Федорова Н.С., Тюрин В.И. Некоторые вопросы ГСЗ при изучении сложной структуры земной коры. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
133. Райт Г.У. Анизотропия верхней мантии. — В сб. "Земная кора и верхняя мантия". М., изд-во "Мир", 1972.
134. Рац, Куюнджич. Анизотропия скальных массивов. — В сб. "Проблемы инженерной геологии", вып. 2. М., ИЛ, 1960.
135. Резанов И.С., Чемо С.С. О причинах отсутствия гранитного слоя во впадинах типа Южно-Каспийской и Черноморской. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 2.
136. Ризниченко Ю.В. Пространственная задача интерпретации голографов отраженных волн. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1946, № 1.
137. Ризниченко Ю.В. О сейсмической квазианизотропии. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1949, № 6.
138. Ризниченко Ю.В., Косминская И.П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 26.
139. Рингвуд А.Э. Состав земной коры и верхней мантии. — В сб. "Земная кора и верхняя мантия". М., изд-во "Мир", 1972.
140. Романов Б.М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. — В сб. "Геология и полезные ископаемые Урала", вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.
141. Рулев Б.Г. Сейсмические волны от подземных взрывов сосредоточенных зарядов. В сб. "Сейсмические исследования для строительства". — Труды ИФЗ АН СССР, вып. 14.
142. Рябой В.З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Копет-Даг-Аральское море. — Сов. геол., 1966, № 5.
143. Сенченко Г.С. Морфологические типы складчатости структур западного борта Магнитогорского мегасинклинория и закономерности пространственной их локализации. — В сб. "Тектонические структуры Южного Урала и история их формирования", 1972, вып. 18, Уфа.
144. Симоненко Т.Н. Основные закономерности глубинного строения территории СССР. В сб. "Проблемы региональной геологии и металлогии". — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1967, т. 143.
145. Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. — В сб. "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., изд-во "Недра", 1968.
146. Смирнов Г.А. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований. — Геотектоника, 1971, № 2.
147. Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. — Геол. и геофиз., 1964, № 1.
148. Соболев В.С., Добрецов Н.В., Соболев Н.В. Классификация глубинных разломов и типов верхней мантии. — Геол. и геофиз., 1972, № 12.
149. Соболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968.
150. Соболев И.Д. Тектоника Пермской, Свердловской, Челябинской и Курганской областей. Под редакцией И.Д. Соболева. — В сб. "Геология СССР", т. 12, ч. 1, кн. 2. М., изд-во "Недра", 1969.
151. Соболев Н.В. Ксенолиты эколгитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. — В сб. "Кора и верхняя мантия Земли". М., изд-во "Наука", 1968.
152. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Павленкова Н.И., Калужная Л.Т. Некоторые особенности волновой картины в зонах разломов земной коры на территории УССР. — В сб. "Строение земной коры и физические свойства горных пород", вып. 1 (12). Киев, изд-во "Наукова думка", 1965.
153. Соллогуб В.Б., Павленкова Н.И., Чекунов А.В., Хилинский Л.А. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Во-

- ронезский массив. — В сб. "Проблемы физики Земли", вып. 15. Киев, изд-во "Наукова думка", 1966.
154. Соллогуб В.Б. Глубинные сейсмические исследования на Украине. — Геофиз. сб., № 48. Киев, изд-во "Наукова думка", 1972.
  155. Соллогуб В.Б., Калужная Л.Т., Трипольский А.А. О глубинном строении Украинского щита по данным ГСЗ. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
  156. Справочник физических констант горных пород. Под редакцией С. Кларка. М., изд-во "Мир", 1969.
  157. Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, изд-во "Наукова думка", 1968.
  158. Сурков В.С. Складчатые структуры Урала и их отображение в гравитационном и магнитном полях. — Геол. и геофиз., 1964, № 4.
  159. Сурков В.С. Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты. — Сов. геол., 1968а, № 8.
  160. Сурков В.С. Особенности строения земной коры Западно-Сибирской плиты. В сб. "Методы разведочной и промысловой геофизики в Западно-Сибирской низменности". — Труды СНИИГИМС, 1968б, вып. 80.
  161. Тархов А.Г., Бондаренко В.М., Коваленко В.Ф., Коваленко Н.Д., Лахтионов М.О., Мудрецова Е.А. Подземная геофизика, М., изд-во "Недра", 1973.
  162. Тарков А.П. Глубинное строение основных планетарных структур по геофизическим данным. Воронеж, Изд-во Воронежского университета, 1970.
  163. Тайер Т.П. Некоторые различия между альпийскими и стратоформными габбро-перидотитовыми комплексами. — В сб. "Труды XXI сессии Междунар. геол. конгр". Вып. II. М., ИЛ, 1963.
  164. Тимофеев А.Н., Беллавин О.В. О гравиметрическом и магнитометрическом пересечении Тагильско-Магнитогорского синклиория Урала. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 2.
  165. Уломо В.И. Некоторые особенности строения земной коры Средней Азии по записям мощного взрыва. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 1.
  166. Уразаев Б.М. Физические свойства горных пород и геофизические поля. Алма-Ата, изд-во "Наука", 1971.
  167. Федынский В.В. Важнейшие итоги и предстоящие задачи региональных геофизических исследований. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
  168. Фотиади Э.Э. К вопросу о структуре докембрийского фундамента Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1947, т. II, № 6.
  169. Фотиади Э.Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. — Прикл. геофиз., 1955, № 12.
  170. Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. — Труды ВНИИГеофизики, 1958, № 4.
  171. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Моисенко Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных. — Геол. и геофиз., 1965, № 10.
  172. Фотиади Э.Э. Новые данные о строении промежуточного этажа Западно-Сибирской плиты. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 4.
  173. Фотиади Э.Э., Сурков В.С. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. — Сов. геол., 1967, № 2.
  174. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Моисеенко Ф.С. Некоторые закономерности строения и развития земной коры по геофизическим данным на примере Сибири и Дальнего Востока. — В сб. "Кора и верхняя мантия Земли". "Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геол. Probl. 1". М., изд-во "Наука", 1968.
  175. Фотиади Э.Э. Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического истолкования данных региональных геофизических исследований. — В сб. "Проблемы общей и региональной геологии". Новосибирск, изд-во "Наука", 1971.
  176. Хаин В.С. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. — Геотектоника, 1970, № 3.
  177. Халевин Н.И. К оценке пористости пород по звуковым скважинным измерениям. — Развед. и промысл. геофиз., 1959, № 30.
  178. Халевин Н.И. Строение Урала в свете геофизических данных. — Сов. геол., 1960, № 12.
  179. Халевин Н.И. Скорости упругих волн в образцах горных пород Урала и в условиях естественного залегания последних. — Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, 1962а, вып. 2.

180. Халевин Н.И., Юнусов Ф.Ф. К использованию упругих волн промышленных взрывов для зондирования земной коры на Урале. — Изд. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 11.
181. Халевин Н.И. Тектонические нарушения фундамента Зауралья по геофизическим данным. — Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, 1962б, вып. 2.
182. Халевин Н.И., Малахов А.А. О региональных исследованиях на Урале в связи со сверхглубоким бурением. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.
183. Халевин Н.И. Физические свойства пород и комплексов Красноуральского пересечения Н. Тагильского синклинали Урала. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 2.
184. Халевин Н.И., Алексашенко В.Н., Буньков А.М., Панюшкин В.А. Авторское свидетельство "Способ определения момента взрыва в сейсмических исследованиях". № 165504. — Бюлл. изобретений № 22, 1964.
185. Халевин Н.И., Таврин И.Ф. О субгоризонтальной слоистости верхней части земной коры на Урале. — Изв. АН СССР, серия Физика Земли, 1965, № 3.
186. Халевин Н.И., Кошкина Т.М. О квазианизотропии упругих свойств некоторых горных пород Урала. — Изв. АН СССР, серия Физика Земли, 1965, № 11.
187. Халевин Н.И., Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Незолонова Э.А., Чудакова Л.Н. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале. — Изв. АН СССР, серия Физика Земли, 1966, № 4.
188. Халевин Н.И. О соотношении глубин до границы Мохоровичича и аномалий Буге на Среднем Урале. — Изв. АН СССР, серия Физика Земли, 1967а, № 1.
189. Халевин Н.И., Алексашенко В.Н. Кодированная отметка момента взрыва при сейсмических исследованиях. — Труды Ин-та геофизики УФАИ, 1967, сб. № 5.
190. Халевин Н.И., Незолонова Э.А., Гонтарь В.Т. О возможности изучения сейсморазведкой глубинных нарушений земной коры на Урале. В сб. "Строение земной коры Урала". — Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, 1967, № 5.
191. Халевин Н.И., Незолонова Э.А., Дроздова Н.Н. К возможности изучения раздела Мохоровичича при дискретно-непрерывных системах наблюдения. В сб. "Строение земной коры Урала". — Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, 1967, № 5.
192. Халевин Н.И. О строении земной коры Русской платформы, Урала и Западно-Сибирской низменности. В сб. "Строение земной коры Урала". — Труды Ин-та геофизики УФАИ СССР, 1967, № 5.
193. Халевин Н.И., Буньков А.М., Долгих В.В. Применение пространственных сейсмических зондирований (МПЗ) для изучения земной коры на Урале. — Геол. и геофиз., 1968, № 3.
194. Халевин Н.И., Дружинин В.С., Долгих В.В. Методика и результаты интерпретации комплексных геофизических данных по Свердловскому пересечению Урала. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968.
195. Халевин Н.И., Незолонова Э.А., Браславский Б.Я. Первые результаты сейсмических исследований Института геофизики на Урале. — В сб. "Глубинное строение Урала", М., изд-во "Наука", 1968.
196. Халевин Н.И., Незолонова Э.А., Ломакин В.С. Об использовании поперечных волн при изучении земной коры. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 2.
197. Халевин Н.И., Таврин И.Ф., Кузнецов А.А. Характеристика разрывных нарушений Урала. — Геотектоника, 1969, № 5.
198. Халевин Н.И., Червяковский Г.Ф. Некоторые результаты изучения Тагильского погружения Урала. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 4.
199. Халевин Н.И., Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Незолонова Э.А. Земная кора и верхняя мантия Урала. — Труды X сессии Генеральной ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии. М., изд-во "Наука", 1970.
200. Халевин Н.И., Буньков А.М., Незолонова Э.А., Ломакин В.С. Изучение земной коры Урала упругими волнами промышленных взрывов. — Развед. геофиз., 1971, № 47.
201. Халевин Н.И. Элементы глубинного строения Урала. — В сб. "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". Киев, изд-во "Наукова думка", 1971а.
202. Халевин Н.И. Сейсмические исследования земной коры на Урале. — В сб. "Состояние и перспективы развития геофизических методов на Урале (методические вопросы геофизики)". Свердловск, 1971б.
203. Халевин Н.И., Незолонова Э.А., Дроздова Н.Н. О поперечных волнах, регистрируемых при ГСЗ на Урале. — В сб. "Состояние и перспективы развития геофизических методов на Урале (методические вопросы геофизики)". Свердловск, 1971.
204. Халевин Н.И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным. — Геотектоника, 1972, № 6.

205. Халевин Н.И., Буньков А.М., Панюшкин В.А. Компенсатор электрических помех на каналы сейсмостанций. — Развед. геофиз., 1972а, № 53.
206. Халевин Н.И., Буньков А.М., Панюшкин В.А. Автоматическое включение лентопротяжного механизма сейсмостанций. — Развед. геофиз., 1972б, № 53.
207. Халевин Н.И., Буньков А.М., Панюшкин В.А. К изучению верхней части земной коры Урала пространственными сейсмическими зондированиями при промышленных взрывах. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
208. Халевин Н.И., Подногин В.А., Шаров Н.В. Азимутальные наблюдения при ГСЗ на Урале. — Изв. АН СССР, серия Физика Земли, 1973, № 5.
209. Халевин И.И., Буньков А.М., Григорович С.В., Кузнецов А.А., Панюшкин В.А. Земная кора Магнитогорского прогиба по данным сейсмометрии. — В сб. "Тектоника и магматизм Южного Урала". М., изд-во "Недра", 1974.
210. Халевин Н.И., Буньков А.М., Виноградов А.М., Кузнецов А.А., Постникова А.М. Структура Магнитогорского погружения по материалам сейсмологии взрывов. Тезисы доклада на III Уральском петрографическом совещании. Свердловск, 1974.
211. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — В сб. "Тектоника и формации". М., изд-во "Наука", 1967.
212. Хили Д.Х., Уоррен Д.Х. Сейсмическое зондирование в Северной Америке. — В сб. "Земная кора и верхняя мантия". М., изд-во "Мир", 1972.
213. Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Растворимость воды в расплаве базальта. — Геохимия, 1968, № 7.
214. Хрычев Б.А., Лысаков Л.М., Альтер С.М., Иванов А.П. Строение земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев. — В сб. "Глубинное строение Урала", М., изд-во "Наука", 1968.
215. Хрычев Б.А., Вакулин И.С., Толманов В.Н. Блоковая структура земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев. — В сб. "Глубинное сейсмическое зондирование". Алма-Ата, изд-во "Наука", 1973.
216. Червяковский Г.Ф., Таврин И.Ф., Ярош А.Я., Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Родионов П.Ф. Широтные и субширотные структуры Урала. — Сов. геол., 1966, № 11.
217. Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., изд-во "Наука", 1972.
218. Чичинин И.С. Аппаратура для региональных сейсмических исследований в труднодоступных районах. — В сб. "Геофизическое приборостроение", вып. 19. Л., изд-во "Недра", 1964.
219. Шаманская А.Т., Егоров Н.В. Соотношение тектонических элементов с полями современных напряжений в Горной Шории. — В сб. "Напряженное состояние земной коры". М., изд-во "Наука", 1973.
220. Шерфман В.С. Рудоносные вулканические постройки в раннегеосинклинальных формациях Урала. — Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1.
221. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Под редакцией Е.Т. Шаталова. М., Изд-во АН СССР, 1963.
222. Шатский Н.С., Богданов Н.А. Международная тектоническая карта Европы. М., изд-во "Наука", 1964.
223. Шатский Н.С. Тектоническая карта СССР масштаба 1:4 000 000. М., изд-во "Наука", 1963.
224. Шмаков В.Н., Дорофеев Б.В., Бондарев В.И. Рудная сейсморазведка в пределах Магнитогорского мегасинклинория. В сб. "Вопросы разведочной геофизики". Л., изд-во "Недра", 1966.
225. Шмаков В.Н. Проблемы рудной сейсморазведки на Урале. — В сб. "Вопросы разведочной геофизики". — Труды СГИ, 1969, вып. 64.
226. Яншин А.Л. Геологическое строение северо-западного Приуралья. — В сб. "Материалы по геологии Центрального Казахстана". М., Изд-во АН СССР, 1940.
227. Яншин А.Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, № 5-6.
228. Яншин А.Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. — Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
229. Яншин А.Л. Геология Северного Приуралья. — Бюлл. МОИП. М., 1953.
230. Яншин А.Л. О погружении к югу Уральской складчатой области и тектонической природе Южно-Эмбинского поднятия. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5.
231. Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965а, № 5.

232. Яншин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. — В сб. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., изд-во "Наука", 1965б.
233. Яншин А.Л. Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000. М., изд-во "Наука", 1966.
234. Ярош А.Я. Структуры кристаллического фундамента Западного Приуралья. "Международ. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол." М., изд-во "Недра", 1965.
235. Ярош А.Я. К вопросу методики геологического истолкования гравитационных и магнитных аномалий при изучении Урала и востока Русской платформы. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968а.
236. Ярош А.Я. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. — В сб. "Глубинное строение Урала". М., изд-во "Наука", 1968б.
237. Peter I. Wyllie. The Nature of the Mohorovicic Disontinyity A. Comprosmise. — J. Geophys. Research, 1963, v. 68, N 15.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. . . . .	3
Глава I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ УРАЛА	
Геологические данные. . . . .	5
Геофизические данные. . . . .	11
Глава II. ПРОФИЛЬНЫЕ ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ	
ГСЗ на Урале и в сопредельных регионах (в свете мелкомасштабных исследований) . . . . .	15
Глубинные сейсмические зондирования на пересекающих Урал профилях. . . . .	21
Свердловский профиль. . . . .	-
Профиль Темиртау - Куйбышев. . . . .	46
Актюбинский профиль. . . . .	54
Глава III. МЕТОДИКА ПЛОЩАДНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ УПРУТИМИ ВОЛНАМИ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ	
Общие сведения. . . . .	56
Аппаратура. . . . .	57
Кодирующий отметчик момента взрыва (КОМВ). . . . .	-
Компенсатор электромагнитных помех на каналы сейсмостанций (КЭПС). . . . .	60
Автомат включения лентопротяжного механизма сейсмостанций (АВСС). . . . .	62
Многоканальная регистрирующая аппаратура. . . . .	63
Аппаратура "Земля". . . . .	64
Методика полевых работ. . . . .	-
Характеристика волновых полей. . . . .	66
Волновое поле вблизи очага взрыва. . . . .	-
Волновые поля при пространственных зондированиях . . . . .	67
Волновые поля, регистрируемые аппаратурой "Земля". . . . .	68
Волновые поля, регистрируемые азимутальной установкой. . . . .	71
Методика интерпретации. . . . .	72
Интерпретация материалов МПЗ и азимутальных. . . . .	-
Интерпретация материалов аппаратуры "Земля". . . . .	74
Методика построения разрезов. . . . .	-
Глава IV. РЕЗУЛЬТАТЫ ПЛОЩАДНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА УПРУТИМИ ВОЛНАМИ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ	
Средний Урал. . . . .	76
Район Свердловского профиля ГСЗ. . . . .	-
Район Асбест - Первоуральск. . . . .	79
Участок Асбест. . . . .	85
Участок Верхняя Тура - Кушва. . . . .	88
Южный Урал (Магнитогорский мегасинклиорий). . . . .	90
Глава V. О СЛОИСТОСТИ И СОСТАВЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ УРАЛА	
Общие сведения. . . . .	104
Анизотропия скоростей упругих волн. . . . .	105
О возможном составе верхов мантии на Урале. . . . .	113
О новых поисковых возможностях сейсморазведки. . . . .	119
Заключение. . . . .	123
Литература. . . . .	125

Халевин Николай Иванович

**СЕЙСМОЛОГИЯ ВЗРЫВОВ НА УРАЛЕ**

Утверждено к печати Институтом геофизики  
Уральского научного центра АН СССР

Редактор Л.А. Рабинович

Редактор издательства И.С. Власов

Художник В.К. Балабанова

Художественный редактор В.А. Чернецов

Технический редактор Н.М. Бурова

Подписано к печати 25/IX - 75 г. Т - 14952

Усл.печ.л. 11,9+вкл.1,75. Уч.-изд. 13,5

Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1.

Тираж 700 экз. Тип. зак. 492.

Цена 1р. 35к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука".

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 35 к.

1570