

С. С. Красовский

ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА
В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ

АКАДЕМИЯ НАУК УССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. С. И. СУББОТИНА

С. С. КРАСОВСКИЙ

ОТРАЖЕНИЕ
ДИНАМИКИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО
ТИПА
В ГРАВИТАЦИОННОМ
ПОЛЕ

(ГРАВИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА)

3647

КИЕВ
«НАУКОВА ДУМКА»
1981



Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле (Гравитационное моделирование структур земной коры континентального типа) / Красовский С. С.— Киев : Наук. думка, 1981.— 264 с.

Монография посвящена одной из важных проблем современной геофизики — изучению закономерностей образования структур земной коры континентального типа с помощью гравитационного моделирования. Впервые обобщены и статистически обработаны экспериментальные данные о зависимости плотности от скорости продольных волн при высоких термодинамических параметрах для разных типов пород по различным регионам мира. Разработаны методика и технология итерационного моделирования на ЭВМ градиентно-слоистых сред, которая обеспечивает наиболее полный учет этой информации. Выполнено трехмерное гравитационное моделирование по профилям ГСЗ и отдельным участкам на Украине и в других регионах.

Выявлены общие закономерности плотностных моделей различных тектонических структур в разных регионах мира. Выяснено, что на образование и развитие глубинных структур большое влияние оказывают физико-химические преобразования литосферы, являющиеся следствием процессов гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных блоков к состоянию изостатического равновесия. Тем самым получено объяснение особенностей плотностных моделей земной коры континентального типа и отражения в гравитационном поле динамики земной коры.

Рассчитана на геологов и геофизиков научных и производственных организаций, а также на преподавателей и студентов вузов.

Рис. 108. Табл. 13. Библиогр. 509 назв.

Ответственный редактор *В. И. Старостенко*

Рецензенты *Г. И. Каратаев, Е. Г. Булах*

Редакция литературы о Земле

К $\frac{20802-471}{M221(04)-81}$ 249-81 1903010000

© Издательство «Наукова думка», 1981

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из главных проблем современной геофизики является построение комплексной геофизической модели коры и верхней мантии Земли. Такая модель вместе с геолого-геохимическими материалами позволит не только получить новые сведения о строении литосферы, но и выявить общие закономерности глубинного строения различных регионов, образования и размещения месторождений полезных ископаемых. Исследования в этом направлении начали активно развиваться в последние 10—15 лет в первую очередь путем создания моделей глубинных структур по отдельным геофизическим полям. Одной из главнейших является гравитационная (плотностная) модель, которая строится таким образом, чтобы удовлетворять наблюдаемому гравитационному полю и совокупности геолого-геофизической и петрологической информации, и реализуется главным образом с помощью метода подбора при использовании современных ЭВМ.

В нашей стране, начиная с ранних этапов развития теории интерпретации потенциальных полей (в первую очередь гравитационных и магнитных), проблемам геологической интерпретации аномалий уделялось большое внимание. В предвоенные и первые послевоенные годы особо следует отметить исследования А. Д. Архангельского, Г. А. Гамбурцева, А. И. Заборовского, П. П. Лазарева, Е. Н. Люстиха, П. М. Никифорова, М. А. Садовского, Л. В. Сорокина, С. И. Субботина, Д. Г. Успенского, В. В. Федынского, О. А. Шванка, А. А. Юнькова и многих других ученых. Материалы этих исследований довольно полно подытожены в работе С. К. Гирина, А. А. Попова, М. А. Садовского и Д. Г. Успенского [227].

Начиная с 50-х годов все большее внимание уделяется использованию материалов гравиметрии для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии. Наиболее существенные результаты по этой проблеме изложены в трудах Б. А. Андреева [9, 10], М. Е. Артемьева [13—17, 396], Е. В. Артишкова [16, 20—22, 243, 396], Б. К. Балавадзе [26—29, 153], Н. А. Беляевского [43—45], А. А. Борисова [52, 53], Н. П. Грушинского [128], Г. З. Гурария [129], Р. М. Деминицкой [134], Ю. А. Зорина [157], Г. И. Каратаева [169, 364], И. Г. Клушина [10], В. А. Магницкого [242—244], А. К. Маловичко [245], С. И. Субботина [153, 337—339], К. Ф. Тяпкина [161, 348, 349], Д. Г. Успенского [53, 353, 500], В. В. Федынского [359], Э. Э. Фотиади [363—365] и др. При этом наряду с использованием аналитических оценок отдельных параметров, корреляционно-статистических методов, трансформированных полей, изостатических аномалий начинаются исследования с применением моделирования гравитационного эффекта от глубинных структур. До 70-х годов появились лишь первые исследования

Б. К. Балавадзе [26, 28], А. А. Борисова [52], С. И. Субботина [337, 338], Г. Ш. Шенгелая [28], С. С. Красовского и В. И. Старостенко [214] и др.

Однако к 70-м годам все явственнее становилась необходимость изучения глубинных структур с помощью моделирования, т. е. исследования прямых функциональных связей между строением геологической среды и гравитационным полем, реализуемых в рамках метода подбора путем расчета гравитационного эффекта от моделей изучаемой среды. Стало ясно, что построение плотностной модели земной коры — проблема не только актуальная, но и весьма сложная. При этом оказалось, что удовлетворение условию совпадения наблюдаемого и расчетного полей — главного в методе подбора, явно недостаточно для достоверного решения поставленной задачи, так как формально можно рассчитать большое количество разнообразных моделей, создающих поле, идентичное наблюдаемому. Были установлены решающее значение использования априорной геолого-геофизической информации и необходимость удовлетворения создаваемых плотностных моделей совокупности этой информации. В связи с этим возник ряд методологических, методических и технологических проблем применения моделирования для изучения глубинного строения.

Одной из самых важных проблем является соответствие класса выбранных плотностных модельных представлений свойствам изучаемой среды, поскольку результативная модель может быть получена только в рамках тех представлений, которые заложены в модель первого приближения. Так, если в первоначальной модели для земной коры предусматривается постоянная плотность, а на самом деле она характеризуется градиентно-слоистым нарастанием, различным в разных блоках, то в результативной модели для всей коры плотность все равно останется одинаковой, хотя величина перепада плотности между низами земной коры и верхами мантии, а также гипсометрия раздела могут и отличаться от принятых в модели первого приближения. Исследованиям влияния модельных представлений на результаты моделирования уделяли внимание В. Г. Козленко [179, 181], Н. И. Павленкова [269, 270, 272], Г. Ш. Шенгелая [384, 385], С. С. Красовский [198—200, 208, 212] и др.

Важным фактором, способствовавшим развитию моделирования, явилось активное изучение континентальной земной коры методами взрывной сейсмометрии. Необходимо отметить, что наиболее изученными в этом отношении регионами мира являются Украина и прилегающие территории, где под руководством В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова [106—109, 135, 153, 154, 188, 284, 305, 329, 332, 334, 376, 379 и др.] не только создана густая сеть ГСЗ, но и выполнена разносторонняя интерпретация детальных исследований. Все это создало хорошую основу для разработки методики построения и плотностных моделей в данном регионе. Однако различными гравиметристами применялись разные подходы к использованию сейсмических данных, к тому же последние оказались далеко не всегда достаточно информативными для составления обоснованных плотностных моделей. Поэтому наряду с анализом и обобщением материалов сейсмометрии, выполненными Н. А. Беляевским [43], Б. С. и И. С. Вольовскими [81, 82], Н. И. Давыдовой [70, 133], И. П. Косминской [70, 192—194], И. И. Павленковой [269—271], Н. Н. Пузыревым [281], В. Б. Соллогубом [305, 379], А. В. Чекуновым [305, 376, 379], возникла необходимость анализа сейсмических материалов именно с точки зрения использования при гравитационном моделировании. В последние годы в этом направлении проводились исследования Г. Я. Голиздрой [114, 116],

В. Г. Козленко [180, 181], Н. И. Павленковой [270, 271], С. С. Красовским [198—200, 202, 203].

Для успешного создания плотностных моделей важным является выбор плотностной характеристики глубинных объектов, недоступных для непосредственного измерения плотностей. Изучение корреляционной зависимости плотности от скорости продольных волн при высоких давлениях для пород консолидированного фундамента показало достаточно тесную связь этих параметров. Здесь в первую очередь следует отметить результаты М. П. Воларовича [35, 74—80, 163—165, 235, 294, 295, 352, 360, 390 и др.], а также Н. Е. Галдина [89—94], А. К. Курскеева [78, 163, 165, 228, 229, 390], Т. С. Лебедева [231—232], Б. М. Уразаева [163, 165, 350, 351, 390] и др. Среди зарубежных наиболее интересны материалы Ф. Берча [48, 400—403], а также Н. Кристенсена [412—423], Х. Канамори и Х. Мизутани [450, 451], Дж. Вулларда [87, 467, 507].

Однако статистическая обработка материалов проводилась далеко не всегда и касалась только коллекций, изученных непосредственно самими исследователями при количестве не более 110 образцов. К настоящему времени количество исследованных образцов превысило 2000. Поэтому автором впервые были сделаны обобщение и статистическая обработка всех этих материалов, а также для отдельных петрографических групп пород из различных регионов с земной корой континентального типа.

Успешному развешиванию моделирования гравитационного эффекта от глубинных структур способствовало активное развитие теории интерпретации потенциальных полей, где советская школа, как подчеркивает В. Н. Страхов [321], заняла ведущие позиции в мире.

Отметим фундаментальные разработки в области аналитической теории двумерной и трехмерной задач гравиметрии, в том числе с привлечением сложного математического аппарата функций комплексного переменного; исследования по единственности и устойчивости, а также эквивалентности решения обратных задач гравиметрии; дальнейшее развитие способов преобразования информации путем разделения полей, пересчетов в нижнее или верхнее полупространство, осреднения, вычисления высших производных; развитие корреляционных и статистических методов прогнозирования и распознавания образа; освоение идей и методов теории приближенного решения; регуляризация некорректно поставленных задач; автоматизация процесса интерпретации на ЭВМ, становление вычислительной геофизики; использование аппарата общей теории оптимизации — математического программирования.

Основные результаты исследований изложены в работах М. А. Алексидзе [6, 7], В. И. Аронова [12], Е. Г. Булаха [55—58, 250], Г. Я. Голиздры [111, 115, 118], Ф. М. Гольцмана [120], М. С. Жданова [150], Г. И. Каратаева [169—171], И. Г. Клушина [1, 10], М. И. Лапиной [327, 328], О. К. Литвиненко [237], А. К. Маловичко [245], В. М. Новоселицкого [261], В. И. Старостенко [162, 214—218, 250, 308—312], В. Н. Страхова [313—328], А. Н. Тихонова [344], К. Ф. Тяпкина [348, 349], В. И. Шрайбмана [150, 386]. Особенно следует отметить многогранные исследования В. Н. Страхова, который большое внимание уделяет и методологии исследований [313, 315, 317, 321, 325 и др.].

Все указанные исследования в области теории интерпретации позволили успешно приступить к реализации решения задач гравитационного моделирования в различных регионах. В последнее десятилетие усилиями Б. К. Балавадзе

[27—29, 153], К. А. Боллобах [50, 377, 378], Е. Г. Булаха [55—59], В. Б. Бурьянова [60—64, 108, 188, 207, 212, 218, 253, 265, 272], Ю. Я. Ващилова [66—67], Г. Я. Голиздры [112—114, 117], В. И. Гольдшмидта [119, 124], В. В. Гордиенко [60—63, 188, 272], В. В. Грендо [126], Л. И. Дабижи [132], Л. И. Қойфмана и К. А. Кореневич [123, 125, 159, 211, 265], В. Г. Козленко [179, 182—185], С. С. Красовского [123, 125, 198—200, 202, 203, 207, 211—215, 218, 253, 265], П. Я. Куприенко [123, 125, 207, 253], М. К. Курбанова [226], В. Р. Мелихова [132], П. И. Морсина [98, 249, 340], Л. И. Надежки [121], В. М. Новоселицкого [122, 159], Ш. С. Оганисяна [263], Н. И. Павленковой [63, 64, 269, 272], В. А. Ржаницына [58, 59, 226, 286, 287], В. М. Рыбалки [145, 289, 331], В. И. Старостенко [214, 215, 218, 310, 335], В. С. Суркова [98, 249, 282, 340], А. В. Чекунова [188, 377, 378], П. Х. Хасанова и Х. И. Юсупходжаева [152, 392], Г. Ш. Шенгелан [29, 153, 384, 385], Г. И. Штеха [387] и других ученых рассчитаны гравитационные модели земной коры и верхней мантии для различных структур континентального типа территории СССР. В этот же период создаются гравитационные модели глубинных структур в пределах океанов и зон перехода от океана к континенту, где в первую очередь следует отметить исследования А. Г. Гайнанова [67, 88, 99], а также Г. А. Аносова [333], В. В. Аргентова и П. В. Портнягиной [11], М. Г. Когана [455], Ю. В. Павлова [99, 274] и др. Среди зарубежных работ можно отметить исследования М. Берри и К. Фукса [399], М. Бокалетти и др. [404], Дж. Макриса и др. [463—465], К. Морелли и др. [439, 473], М. Тальвани и др. [496, 497], Дж. Фэрхеда [433, 434], В. Якоби [449] и др.

При всем многообразии подходов к методике моделирования, выбору класса моделей и параметров среды обобщающих исследований в этих направлениях почти не было. Лишь в последние годы появились такие исследования, в первую очередь по установлению общих закономерностей плотностных моделей земной коры. К ним относятся работы С. И. Субботина, В. Г. Козленко, В. И. Старостенко [182, 183], М. Е. Артемьева, С. С. Красовского, Н. И. Павленковой [19], С. С. Красовского [202, 203].

Анализ совокупности геолого-геофизических материалов, в том числе и по гравитационным моделям, показал необходимость создания методики и технологии гравитационного моделирования, учитывающих градиентно-слоистый характер среды. Такие исследования были начаты в 1968 г. в Институте геофизики АН УССР С. С. Красовским и др. [123, 125, 162, 198—204, 207, 208—218, 253, 265] по программам В. И. Старостенко [250, 308—312] после предположения К. Ф. Тяпкина [348] о градиентном нарастании плотности в консолидированной коре. Сейчас в этом направлении успешно работают В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко и Н. И. Павленкова [60—64, 108, 188, 269, 272, 273], Г. Я. Голиздра [115—117], В. И. Гольдшмидт [124], Л. И. Надежка [121] и др. Отметим, что советским ученым здесь принадлежит полный приоритет — за рубежом известны лишь отдельные многослойные гравитационные модели земной коры.

В настоящей работе рассматриваются теория, методика и технология гравитационного моделирования градиентно-слоистых сред для изучения глубинных структур земной коры континентального типа, построение плотностных моделей в конкретных геологических условиях, анализ и обобщение плотностных моделей глубинных структур различного типа.

Осуществление поставленной цели потребовало решения широкого круга задач, основными из которых явились:

1) обобщение и статистическая обработка связи плотности со скоростью продольных волн при высоких давлениях и температурах как в целом для пород консолидированной земной коры и верхов мантии, так и *раздельно для отдельных петрографических типов пород и по различным регионам;*

2) анализ априорной геологической, геофизической и петрологической информации, используемой при гравитационном моделировании; анализ и обобщение существующих подходов к гравитационному моделированию; разработка рациональной методики и технологии итерационного моделирования трехмерных глубинных структур при градиентно-слоистом распределении плотности;

3) создание градиентно-слоистых плотностных моделей земной коры и верхней мантии в конкретных физико-геологических условиях, в первую очередь для ряда профилей ГСЗ и по отдельным детальным структурам на Украине и других регионах;

4) обобщение результатов гравитационного моделирования в различных регионах Земли и выявление общих закономерностей плотностных моделей глубинных структур земной коры континентального типа.

Постановка задач и подходы к их решению, обобщение и анализ результатов исследований и многочисленных материалов проводились непосредственно автором, реализация выполняемых построений на ЭВМ — его ближайшими сотрудниками под руководством и при участии автора. Ряд результатов получен совместно со специалистами по смежным геофизическим и геологическим направлениям.

Проведенные исследования являются главным образом плановыми работами Института геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, а также Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии при Отделении геологии, геохимии и геофизики АН СССР, Государственного Комитета Совета Министров СССР по науке и технике, рабочей группы 1.7 КАПГ «Математические методы интерпретации геофизических данных и построение моделей Земли».

Все исследования по проблеме проводились в отделе глубинных процессов Земли и гравиметрии Института геофизики им. С. И. Субботина АН УССР. Автор отдает дань светлой памяти замечательного человека и ученого, своего учителя, акад. АН УССР С. И. Субботина, который, будучи бессменным руководителем отдела, создал в нем обстановку творческой доброжелательности и поощрения научного поиска, содействовал проведению настоящих исследований и оказывал работе и автору постоянное внимание.

Автор чтит память чл.-кор. АН СССР В. В. Федынского, докторов наук А. А. Борисова, Н. А. Беляевского, Д. Г. Успенского, оказывавших внимание настоящей работе и давших ценные советы по ряду вопросов.

Постоянное внимание автору в работе оказывал д-р физ.-мат. наук В. И. Старостенко, под руководством которого выполнялись все исследования и которому автор выражает глубокую признательность.

Автор горячо благодарит д-ра физ.-мат. наук В. Н. Страхова, творческие контакты с которым, а также советы и критические замечания были чрезвычайно полезными при проведении исследований.

Искренне признателен автор членам-корреспондентам В. В. Белоусову, Н. И. Хитарову, акад. АН СССР Б. К. Балавадзе, чл.-кор. АН УССР В. Б. Соллогубу, докторам наук М. А. Алексидзе, В. И. Аронову, М. Е. Артемьеву, Е. Г. Булаху, А. Г. Гайнанову, Г. И. Каратаеву, З. А. Крутиховской, Р. И. Кутасу.

В. М. Новоселицкому, Н. И. Павленковой, К. Ф. Тяпкину, С. А. Ушакову, кандидатам наук О. Б. Гинтову, Г. Я. Голиздре, В. Г. Козленко, Г. Г. Конькову за внимание и поддержку в работе, ценные советы и помощь, творческие дискуссии, а также критические замечания, которые были учтены при окончательной подготовке рукописи.

Глубокую благодарность автор выражает своим ближайшим сотрудникам и помощникам Л. И. Койфману, К. А. Кореневич, П. Я. Куприенко, Г. М. Рознощику, И. Ф. Дудкину за неоценимую помощь в реализации целого ряда работок на ЭВМ. Автор весьма признателен Л. Д. Петренко, З. И. Лясковской, Т. Г. Гимадеевой, Н. А. Нелеп за содействие в подготовке настоящей работы.

Глава I. ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ПЛОТНОСТЬЮ И СКОРОСТЬЮ УПРУГИХ ВОЛН В ПОРОДАХ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии очень важными являются любые сведения о физических параметрах горных пород на тех глубинах, которые не могут быть пока изучены прямыми геологическими исследованиями. Но если скоростную характеристику горных пород глубинных горизонтов можно косвенно познавать, сравнивая скорости распространения волн в сейсмометрии и сейсмологии с результатами лабораторных исследований скоростей у образцов горных пород в идентичных термодинамических условиях, то в гравиметрии на поверхности наблюдений регистрируется только гравитационное влияние всей совокупности плотностных неоднородностей глубинных толщ. Так как эти материалы не содержат в прямом виде информации о плотностях пород, а только позволяют судить о сравнительных качественных отличиях или подобиях осредненной плотностной характеристики различных блоков, для изучения плотности пород всей толщи земной коры и верхней мантии первостепенное значение имеет выявление связи между плотностью ρ и скоростью распространения продольных волн v^* (которая определяется по данным сейсмометрии) на основании экспериментальных исследований при термодинамических условиях, характерных для соответствующих глубин.

§ 1. Факторы, влияющие на плотность и скорость продольных волн

Как известно, на изменение величины плотности и скорости многочисленные факторы оказывают различное влияние, большей частью подобное как для ρ , так и для v , однако такая связь не универсальна [228, 351, 360, 400, 401, 492, 500].

Плотность изверженных пород постепенно нарастает от гранитоидов к ультраосновным породам вследствие увеличения количества и основности плагиоклазов, уменьшения микроклина и кварца, появления и увеличения содержания пироксенов и оливинов.

* Поскольку в работе используются только скорости продольных волн, то для краткости будем обозначать их просто v .

Поскольку эти минералы характеризуются кристаллическими структурами с более плотной упаковкой атомов, то соответственно возрастает и v . Так, для пород Казахстана установлено [228], что повышение содержания оливинов и пироксенов в породе на 1% приводит к увеличению плотности на 0,003—0,009 г/см³ и скорости на 0,010—0,012 км/с, а увеличение количества полевых шпатов и кварца на 1% уменьшает ρ на 0,002—0,007 г/см³ и v — на 0,004—0,011 км/с. В силикатных породообразующих минералах, как и в главных петрогенных элементах, с присущим им ковалентным типом связи наблюдается прямая корреляция ρ и v , зависящая от величины атомно-ионных радиусов. Поэтому изменения плотности и скорости пород различного состава и различных формаций в значительной мере обусловлены разной плотностью упаковки атомных решеток минералов. В ряду гипербазит — габбро — диорит — гранит средняя плотность упаковки атомов в кристаллических решетках образующих их минералов уменьшается на 20%, атомная масса — лишь на 5% [142]. Это свидетельствует о различии термодинамических условий при образовании и преобразовании пород разного состава. Аналогичная зависимость наблюдается и для метаморфических пород, что связано с различными термодинамическими условиями разных фаций метаморфизма.

Для рудных минералов, образованных на основе d -элементов (металлов), на параметры ρ и v влияет главным образом атомная масса, и корреляционная связь между ρ и v здесь обратная. Поэтому вхождение Fe в решетки породообразующих минералов приводит к увеличению плотности при снижении скорости в таких формациях, как габбро-диабазовая и особенно гипербазитовая [141—143].

Эффузивные породы обычно характеризуются несколько более низкими значениями ρ , чем их интрузивные аналоги. Для изохимических интрузивных пород и эффузивов среднего и основного состава отмечается снижение плотности от докембрийских к фанерозойским образованиям. Для Казахстана оказалось [228], что градиенты плотности по давлению $\Delta\rho/\Delta P$ для комплексов пород добайкальского и байкальского возраста в среднем равны $1,9 \cdot 10^{-4}$, для каледонского — $2,0 \cdot 10^{-4}$, для герцинского — $2,2 \cdot 10^{-4}$ [141, 142, 228, 360]. При этом породы, измененные диагенезом, отличаются повышенной плотностью [141].

Для метаморфических пород характерны большие, чем для их интрузивных аналогов, диапазоны изменения плотности. Для пород фации зеленых сланцев характерны в основном меньшие значения ρ , чем для исходных интрузивных или подвергнутых катагенезу осадочных пород [141, 142]. Дальнейший метаморфизм ведет к увеличению плотности пород.

Работами на Украинском, Балтийском, Анабарском щитах и в Казахстане [89—94, 228, 239, 255, 275] показано, что v и ρ увеличиваются от зеленосланцевой к амфиболитовой, а затем гранулитовой фациям метаморфизма, причем как в целом (без дифференци-

ции пород по составу) по фациям, так и для пород одного и того же состава от фации к фации. Обратим при этом внимание, что кислые породы высоких стадий метаморфизма имеют плотности и скорости меньшие, чем основные и ультраосновные породы более низких стадий.

Преобразования горных пород земной коры при метаморфизме далеко не всегда изохимичны, в большинстве случаев происходит перераспределение целого ряда элементов. Так, при гранитизации пород обычно наблюдаются привнос кремния и щелочей и вынос Ti, Al, Mg, Fe^{3+} , Ca и др. [228, 239, 240, 483]. В целом за счет значительного привноса элементов с небольшой атомной массой при гранитизации плотность пород понижается на 0,03—0,30 г/см³ [228, 360]. При базификации происходят обогащение пород феррическими элементами и вынос калийных [140, 240, 241, 246], что приводит к повышению плотности.

Для пород Казахстана А. К. Курскеевым [228] проведена статистическая обработка зависимости плотности от химического состава. Анализ показывает, что зависимость плотности от содержания различных окислов неодинакова как по знаку, так и по величине. С повышением содержания окислов Si, Na и K плотность пород убывает при коэффициенте корреляции для Si 0,9, для K 0,7, для Na 0,6. Для иных пород повышение содержания окислов элементов увеличивает плотность при коэффициенте корреляции для Ti 0,4, Fe^{2+} 0,9, Fe^{3+} 0,6, Al 0,3, Mg 0,8 и для H 0,4.

Аналогично влияет повышение содержания тех же окислов и на скорости, но коэффициент корреляции обычно несколько ниже [228].

Отметим также, что скорости продольных волн при $P = 1000 \text{ МПа}^*$ в крупнозернистых гранитоидах могут более чем на 20% превышать скорости в мелкозернистых разностях, а плотность при этом изменяется только от 2,64 до 2,67 г/см³ [294].

При регрессивном метаморфизме минералы с высокой плотностью (амфиболы, гранаты, биотиты) замещаются минералами с меньшей плотностью (кварцем и микроклином), что приводит к уменьшению плотности пород. При диафорезе и милонитизации также снижается плотность пород. Особенно это проявляется при образовании кристаллических сланцев [93, 94, 255]. Отмечается и снижение плотности при аморфизации кристаллических пород [292].

Амфиболизация пироксенов, мусковитизация и особенно серпентинизация высокоплотных минералов (главным образом оливинов) приводят к снижению плотности пород [36, 228, 360, 400, 401, 413]. Такой же эффект наблюдается также при серицитизации, хлоритизации, аргиллизации, альбитизации и окварцевании; эпидотизация и грейзенизация ведут к увеличению плотности [77, 141, 360, 402]. В то же время оталькование, хлоритизация, амфиболизация серпентинизированных пород ведут к незначительному увеличению плотности [142, 360].

* В единицах СИ 1 кбар = 100 МПа.

Рассланцевание приводит к некоторому снижению плотности. Так, амфиболитовые сланцы и рассланцованные амфиболиты характеризуются снижением плотности примерно на $0,10 \text{ г/см}^3$ по сравнению с массивными разновидностями [228]. Изменение скорости в горных породах происходит аналогично изменению плотности, однако есть некоторые различия. Так, магнетитовые, колчеданные и другие руды [141, 307, 360], имея высокие ρ (более $4,0 \text{ г/см}^3$), не отличаются большими значениями v (обычно менее $7,0 \text{ км/с}$). Вообще в железистых породах при замещении кальция или магния железом v снижается, а ρ увеличивается [141, 360]. Хлоритизация, приводя к снижению ρ , не вызывает уменьшения v .

Особый интерес представляет изучение физических свойств минералов пород, предположительно слагающих верхнюю мантию, — пироксенов, оливинов и гранатов. Прежде всего отметим, что значения v , ρ и их соотношения в значительной мере зависят от средней атомной массы, которая изменяется довольно существенно. Так, у клинопироксенов для сподумена $m = 18,6$, а для геденбергита $m = 24,8$ [34, 148]. Для атмосферных условий (v экстраполяцией значений v по линейной части зависимости $v = f(\rho)$ на ось при давлении $0,1 \text{ МПа}$) скорость в сподумене ($\rho = 3,11 \text{ г/см}^3$) составила $9,2 \text{ км/с}$, а в жадеите ($\rho = 3,24 \text{ г/см}^3$) — $8,5 \text{ км/с}$. Это повышение значений v обусловлено присутствием катионов Al. При возрастании давления до 1500 МПа значения v в этих минералах становятся соответственно больше $10,0$ и $9,0 \text{ км/с}$. Катионы Mg также увеличивают v — у диопсида при давлении $0,1 \text{ МПа}$ $v = 8,0 \text{ км/с}$ [34]. Катионы Fe увеличивают плотность и понижают скорость [34, 148]. Так, у эгирина при атмосферном давлении $\rho = 3,35 \text{ г/см}^3$, а $v = 7,50 \text{ км/с}$, у геденбергита $\rho = 3,41 \text{ г/см}^3$, а $v = 6,80 \text{ км/с}$ [34].

Оливины, являющиеся промежуточными членами изоморфного ряда ортосиликатов от форстерита Mg_2SiO_4 до фаялита Fe_2SiO_4 , также характеризуются повышением v_p с увеличением соотношения Mg/Fe. Так, в форстерите v достигает $8,534 \text{ км/с}$ при $\rho = 3,2171 \text{ г/см}^3$, а в фаялите составляет лишь $6,637 \text{ км/с}$ при $\rho = 4,393 \text{ г/см}^3$ [97, 424]. Для монокристалла оливина с плотностью $3,36 \text{ г/см}^3$ скорость составила $8,30 \text{ км/с}$ при давлении $0,1 \text{ МПа}$ и $9,40 \text{ км/с}$ при 1000 МПа [233]. Как клинопироксены, так и оливины характеризуются значительной анизотропией скорости, которая даже при давлениях 1000 — 1500 МПа может превышать 10 — 15% [34, 233, 360]. Довольно высокая анизотропия скорости этих минералов может обуславливать и значительную сейсмическую анизотропию таких горных пород, как пироксениты и перидотиты.

У гранатов также увеличивается плотность и уменьшается скорость с повышением содержания катионов Fe [34, 77, 360, 424]. При этом присутствие катионов Al обуславливает высокий уровень значений v у всех гранатов. Так, у безжелезистого гроссуляра $\rho = 3,617 \text{ г/см}^3$, а $v = 9,268 \text{ км/с}$, а у спессартин-альмандинна $\rho = 4,249 \text{ г/см}^3$, а $v = 8,484 \text{ км/с}$ [424]. Каково значение v в природном пиропе, пока не известно, но предположительно она может не-

сколько превышать 9,5 км/с [34, 503]. Плотность же пироба составляет 3,56—3,81 г/см³ [97, 503]. Отметим, что гранаты практически изотропны. В целом появление гранатов в минеральных ассоциациях литосферы утяжеляет ее независимо от того, каков другой главный компонент — пироксены или оливины [4].

Высокие значения скоростей наблюдаются и в шпинели, где v может достигать 9,95 км/с при $\rho = 3,55$ г/см³. По данным Р. Либермана [441], при $v = 9,20$ км/с плотность шпинели достигает 4,00 г/см³.

Отметим, что при давлениях, соответствующих глубинам 350—400 км, оливины и пироксены приобретают структуру шпинели [484] и плотность их возрастает приблизительно на 10% [127, 483, 484]. По данным А. И. Левыкина [233], v в дистене ($\rho = 3,52$ г/см³) при давлении 0,1 МПа равна 9,05 км/с и при 1000 МПа — 12,20 км/с; кианитовая порода ($\rho = 3,56$ г/см³) характеризуется скоростью 8,90 км/с при 0,1 МПа, а при 1000 МПа — 12,00 км/с.

В термодинамических условиях верхней мантии такие минералы, как форстерит, энстатит, диопсид, ортоклаз, гранаты, магнезиальная шпинель, остаются стабильными, но кремнезем, альбит, анортит, дистен, лейцит, нефелин, фаялит, кальцит, амфиболы и слюды неустойчивы. При этом в кварце, кальците, фаялите, силлиманите происходят фазовые превращения, другие минералы распадаются с образованием более плотных минералов [96, 149]. Анализ плотностных и скоростных параметров минералов, участвующих в преобразованиях, показывает, что наряду с возрастанием плотности обычно повышаются и значения v ; но при превращении кальцита в арагонит плотность увеличивается с 2,71 до 2,94 г/см³, а скорость уменьшается с 6,66 до 5,67 км/с.

При высоких давлениях и температурах неустойчивыми становятся не только минералы, но и их ассоциации [96, 127, 239, 240]. Так, габбровая ассоциация через промежуточную, состоящую из гранатов, пироксенов и плагиоклазов, превращается в эклогитовую ассоциацию [127, 393]; форстерит с анортитом переходят в ассоциацию энстатит + диопсид + шпинель [96]; плагиоклаз с оливином переходят в ассоциацию гранат + омфацил + энстатит [239]. В целом исчезают ромбические пироксены, плагиоклазы, роговая обманка, гиперстены. Они заменяются гранатами, диопсидом, кианитом, омфацитом [127, 239, 240, 483]. Как правило, эти преобразования происходят с увеличением ρ и v и довольно часто сопровождаются химическими превращениями, однако они не изохимичны [239, 240, 302, 303]. Образующиеся при этом щелочи, кварц и другие минералы могут выноситься из пород, что также способствует увеличению плотности и скорости волн в преобразованных породах.

Скорости упругих волн обычно незначительно (на 2—3%) повышаются при насыщении пород водой и маслами. Повышает скорость также карбонатизация пород [142, 360, 492].

При повышении давления скорость продольных волн вначале довольно интенсивно возрастает, а при давлении свыше 200—

300 МПа изменяется по линейному закону, что свидетельствует о закрытии микротрещин и большей части различных пор. Экстраполированные на ось ординат значения v очень близки к значениям v при давлении 100 МПа [34, 231]. Разница в скоростях при давлениях 0,1 и 100 МПа для гранитов достигает 15%, для основных и ультраосновных пород обычно не более 4—5% [360, 400, 401]. Такие же увеличения скорости для указанных групп пород наблюдаются при дальнейшем повышении давления уже приблизительно до 1500 МПа. В то же время следует указать, что в обсидианах и базальтовых стеклах значения v с повышением давления могут даже уменьшаться на 3,5—5,5% [75, 76, 346, 381].

Увеличение плотности горных пород при повышении давления в процентном отношении значительно меньше. Для тех же групп пород при повышении давления от 0,1 до 400 МПа ρ увеличивается на 0,04—0,06 г/см³, т. е. на 1,5—2%, причем для кислых пород эта величина выше, чем для основных. Дальнейшее повышение давления до 1500 МПа приводит к повышению ρ приблизительно на 0,02 г/см³ [77, 92, 228, 351, 360, 437, 493]. Градиенты изменения скорости и плотности с повышением давления уменьшаются [76, 77, 92, 178, 228, 295, 307, 351, 437, 493]. Интересно отметить, что эклогиты земной коры, имеющие несколько меньшие плотности по сравнению с эклогитами мантии, характеризуются сжимаемостью в 2—4 раза большей, чем последние [207, 224]. Таким образом, повышение давления от 100 до 1500 МПа приводит к увеличению v в кислых породах на 10—12%, а ρ на 2,5—3,5%. Для основных и ультраосновных пород эти величины соответственно составляют 5—7% и около 1% [228, 351, 360]. Следовательно, увеличение скорости и плотности происходит существенно разными темпами.

Необходимо обратить внимание и на явление анизотропии при изучении скоростей, которая может превышать 30% при 0,1 МПа и достигать 5—6% при давлении более 1000 МПа [33, 35, 93, 94, 307, 360, 418, 437]. Однако анизотропия плотности при этом отсутствует.

Экспериментальное изучение влияния температуры на упругие свойства и плотность горных пород пока находится в начальной стадии. Но имеющиеся материалы [37, 75, 76, 307, 351, 360, 381, 400, 481] показывают, что для горных пород в целом градиент $\Delta v/\Delta T$ отрицателен и составляет порядка $-0,3 \div -0,7$ м/(с · град). При этом наибольшие изменения наблюдаются в области меньших температур, а с ростом последней ее влияние на скорость уменьшается [37, 75, 76, 381]. У андезитов Армении градиент $\Delta v/\Delta T$ близок к нулю (или даже положителен, менее $+0,1$ м/(с · град)), а для кварцевого стекла положителен порядка $+10,5$ м/(с · град) [75, 76, 381]; обычно отрицателен градиент плотности при росте температуры. Известно, что тепловое расширение главных породообразующих минералов при возрастании T до 1000° С обычно линейное, порядка 1—2%, не более 4%. Исключение составляет кварц, для которого до $T = 573^\circ$ С расширение α -кварца достигает 4,6%, а затем при пере-

ходе в β -кварц с ростом температуры объем уменьшается [307]. Тепловое расширение минералов обуславливает снижение плотности пород. Расчеты и первые эксперименты [229, 307, 360, 373, 448] показывают, что градиент плотности по температуре (1 г/см^3 на 1°C) составляет $(6-10) \cdot 10^{-5}$.

Таким образом, если уменьшение скорости при росте температуры на 100°C составляет $0,4-0,9\%$, то уменьшение плотности в том же интервале температур (100°C) будет порядка $0,2-0,3\%$, т. е. в процентном отношении плотность изменится меньше, чем скорость.

Представляют интерес исследования при тех давлениях и температурах, которые характерны для различных глубин на Украинском щите [231, 232]. Полученные результаты показали, что на глубинах порядка $10-15 \text{ км}$ при совместном влиянии P и T должно наблюдаться уменьшение v с глубиной для всех пород, кроме габбромонцитов. При этом снижение плотности в указанном интервале вряд ли может быть отмечено.

Таким образом, видно, что строгой пропорциональной зависимости между плотностью и скоростью продольных волн для различных горных пород в разных термодинамических условиях не существует. Но поскольку общие тенденции изменения обоих параметров большей частью одинаковы, выявление эмпирических зависимостей имеет теоретические предпосылки и представляет большой теоретический и практический интерес.

§ 2. Изучение возможности использования сейсмических данных для определения плотности горных пород

Первая теоретическая работа о возможности определения плотности глубинных горных пород по сейсмическим параметрам была опубликована в 1923 г. Л. Адамсом и Е. Вильямсоном. Полученное ими уравнение было использовано в 1953 г. К. Булленом [407] для оценки плотности пород в недрах Земли. При этом К. Буллен использовал соотношение $\frac{k}{\rho} = v_p^2 - \frac{4}{3}v_s^2$, где k — адиабатический модуль сжатия, и не учитывал второй температурный член уравнения Адамса — Вильямсона. Принятая в модели К. Буллена плотность пород, равная $3,32 \text{ г/см}^3$ на глубине 33 км , Ф. Берчем [402] была оценена как приближающаяся к нижнему пределу, а верхний предел оценен как $3,70 \text{ г/см}^3$.

В ряде работ последующих лет в первую очередь рассматривалась связь между скоростями волн и плотностями для осадочных пород или совместно осадочных и кристаллических пород в атмосферных условиях. Выявленные соотношения, зависящие как от состава пород, так и от их пористости, влажности, степени метаморфизма и других факторов, весьма разнятся для различных регионов [46, 53, 84, 85, 264, 307, 330, 360, 475, 497]. Безусловно, лучше всего

при моделировании использовать результаты непосредственных определений плотности осадочных пород в конкретных регионах [2, 28, 172—174, 212, 292, 336, 362 и др.].

Для оценки плотности глубинных частей земной коры и верхней мантии необходимо определение зависимости $\rho = f(v)$ пород консолидированного фундамента. Для малопористых интрузивных, эффузивных и метаморфических пород большей частью ищут линейную зависимость

$$v = A + B\rho \quad (1)$$

или квадратичную

$$v = A + B\rho + C\rho^2. \quad (2)$$

Ф. Берч [400—403] указал, что для термодинамических условий верхней мантии нельзя использовать уравнение Адамса — Вильямсона без второго члена, характеризующего влияние температуры, и предложил использовать эмпирическую формулу типа

$$\rho = a(m) + bv, \quad (3)$$

где коэффициент a зависит от величины средней атомной массы, а коэффициент b представляет собой константу, выражающую отношение $\Delta v/\Delta\rho$ и определяемую экспериментальным путем измерениями v и ρ образцов горных пород. Используя данные экспериментов, Ф. Берч [400] пришел к выводу, что скорость продольных волн в первом приближении зависит от плотности и средней атомной массы породы, указав на то, что величина m обычно колеблется в узких пределах от 20,6 до 22,2. На величину средней атомной массы оказывает влияние содержание тяжелых металлов, в первую очередь достаточно распространенных железа и титана. Для большинства горных пород содержание железа и других металлов невелико ($\text{FeO} \leq 10 \pm 2\%$). Ф. Берч считал, что в верхней мантии величина m не должна превышать 23,0, а среднее значение ее для земной коры равно 21,0, для которого и получено уравнение

$$\rho = 0,77 + 0,302v. \quad (4)$$

Ф. Берчем рассчитан коэффициент a и для других значений m ; величина b всего семейства прямых для разных m одна и та же, т. е. прямые параллельны между собой. Ф. Берч, считая, что средняя атомная масса пород верхней мантии близка к 22,5, приводит формулу

$$\rho = 1,13 + 0,302v, \quad (5)$$

в которой значения v для верхней мантии выбираются в соответствии со скоростными моделями Г. Джеффриса [136] или Б. Гутенберга [130]. При этом начальная плотность верхней мантии на глубине 33 км в первом случае составляла 3,47 г/см³ и во втором — 3,59 г/см³.

В дальнейшем Ф. Берч [402] получил два следующих уравнения:

$$\rho = 0,768 + 0,328v, \quad (6)$$

$$v = 0,252 + 0,3788v, \quad (7)$$

где на глубине 33 км плотность верхней мантии составляет соответственно 3,425 и 3,32 г/см³. Распределение v взято по Дж. Брюну и Дж. Дорману [406].

Для определения v по значениям ρ при $m = 21$ Ф. Берч [400] получил уравнение

$$v = -2,55 + 3,31\rho. \quad (8)$$

Аналогично коэффициенту a значения A другие для иных средних значений m , но коэффициент b остается при этом неизменным.

Иным оказалось уравнение у того же Ф. Берча [401], когда он рассматривал скорость продольных волн при $P = 1000$ МПа:

$$v = \sim 0,98 + 0,7(21 - m) + 2,76\rho. \quad (9)$$

Анализируя эту формулу, Г. Симмонс [492] пришел к выводу, что для карбонатных пород любое из уравнений Ф. Берча подходит плохо, и предложил ввести дополнительный член

$$v = \sim 0,98 + 0,7(21 - m) + 4,60(\text{CaO}) + 2,76\rho, \quad (10)$$

где CaO — процент объема CaO в породе.

Для предварительно насыщенных жидкостью образцов изверженных пород Н. Б. Дортман и М. П. Магид [143] получили такую зависимость:

$$v = v_p e^{0,5(\rho - 2,6)}, \quad (11)$$

где $v_p = 5,45 \pm 0,3$ км/с. Эта формула, как указывают авторы, справедлива для твердых образований с ρ до 3,5—4,0 г/см³. Полученная зависимость близка к линии Ф. Берча [400] при величине m порядка 21,8. Для окисных рудных минералов, сульфидов, слюд, моноклинных пироксенов, оливинов, гранатов и ряда других силикатов, самородных металлов, тяжелых элементов эти же авторы получили гиперболическую зависимость

$$v = \frac{1}{\rho - 1}. \quad (12)$$

Анализ полученных данных с позиций кристаллохимии и атомного строения вещества показал, что увеличение плотности за счет сокращения объема (уменьшения пористости пород, уплотнения кристаллической решетки минералов, сокращения атомного радиуса элементов) приводит и к росту скорости упругих волн. Если же плотность повышается вследствие увеличения массы (средней атомной массы), то скорость упругих волн понижается. Таким образом, ожелезнение отдельных минералов и в целом пород может приводить к уменьшению v при увеличении ρ .

Д. Шимозуру [489] провел расчеты при $P = 400$ МПа на основании сведений о сжимаемости и коэффициенте Пуассона для породообразующих минералов. Известны экспериментальные данные К. Канамори и С. Мизутани [450, 451] для 33 образцов Японии, 30 определений Н. Кристенсена и Д. Фонтанна [419] для 10 образцов гранулитов из Северной Америки и Италии, Е. И. Баюк,

Таблица 1. Корреляционные формулы связи между плотностью ρ и скоростью продольных волн v при высоких давлениях для пород консолидированной земной коры и верхней мантии

Литературный источник	Давление при измерении, МПа		Коэффициенты уравнения		Примечание
	v	ρ	a	b	
Данные, рассчитанные по формуле $\rho = a + bv$					
(Берч, 1961)			0,77	0,302	$m = 21$
			1,13	0,302	$m = 22,5$
(Берч, 1964)			0,768	0,328	
			0,252	0,3788	
(Уразаев, Вола- рович, Курс- кеев, 1966)	0,1	0,1	+0,630	0,405	Метаморфиче- ские породы
	0,1	0,1	+1,535	0,216	То же
	400	0,1	+0,888	0,291	» »
	600	0,1	+0,742	0,312	» »
	1000	0,1	+0,834	0,293	» »
(Уразаев, Вола- рович, Курс- кеев, 1973)	0,1	0,1	+1,700	0,196	
	400	400	+0,193	0,410	
	1000	1000	-0,012	0,420	
	1500	1500	-0,020	0,418	
(Курскеев, 1977)	0,1	0,1	-3,97	0,219	Метаморфиче- ские породы
	200	200	+1,285	0,250	То же
	400	400	+1,15	0,270	» »
	1000	1000	+1,39	0,220	» »
	1500	1500	+1,3	0,230	» »
	2000	2000	+1,11	0,260	» »
	0,1	0,1	+1,52	0,390	Интрузивные породы
	100	100	+0,32	0,400	То же
	400	400	+0,44	0,400	» »
	1000	1000	+0,32	0,380	» »
	1500	1500	+0,39	0,370	» »
	2000	2000	+0,24	0,390	» »
	0,1	0,1	+1,77	0,190	Интрузивные и метаморфиче- ские породы
	100	100	+0,92	0,310	То же
	400	400	+0,68	0,330	» »
	1000	1000	+0,87	0,300	» »
	1500	1500	+0,75	0,320	» »
	2000	2000	+0,65	0,330	» »
(Красовский, 1978)	400	0,1	0,600	0,340	Обобщенные данные
	400	400	0,646	0,340	То же
Данные, рассчитанные из формулы $v = A + B\rho$					
(Шимозуру, 1960)	400	0,1	-0,026	0,435	
(Берч, 1961)	1000	0,1	0,355	0,362	$m = 21,0$
	1000	0,1	0,735	0,362	$m = 22,5$
(Вуллард, 1962), (Канамори, Ми- вутани, 1965)	0,1-1000	0,1	0,969	0,2885	
	600	0,1	0,464	0,357	

Литературный источник	Давление при измерении, МПа		Коэффициенты уравнения		Примечание
	v	ρ	a	b	
(Воларович, Кириенкова, Баюк, 1971)	0,1	0,1	1,030	0,299	
	100	0,1	0,454	0,368	
	400	0,1	0,204	0,394	
	1000	0,1	0,031	0,410	
(Баюк, Воларович, Скворцова, 1971)	400	0,1	0,404	0,375	
(Воларович, Кириенкова, Баюк, 1971)	1500	0,1	-1,91	0,641	Эклогиты Урала
(Мангхяни, Романатоандро, 1974)	до 1000	0,1	0,232	0,375	$m = 21,0 \pm 0,5$
	до 1000	0,1	0,634	0,348	$m = 21,6 \pm 2,5$
(Тарков, 1974)	1000	0,1—1000	-0,142	0,434	Гранулиты Америки и Альп
(Кристенсен, Фонтен, 1975)	600	0,1	-0,137	0,441	

М. П. Воларовича и Л. С. Скорцовой [35] для кристаллических пород различных регионов СССР, М. Мангхяни и др. [466] для 17 гранулитов и 15 эклогитов, М. П. Воларовича, С. М. Кириенковой, Е. И. Баюк [77] для 15 эклогитов Урала, А. П. Таркова [343] для 23 образцов Воронежского кристаллического массива, Балтийского щита и коллекции Ф. Берча. Все эти данные получены для v при высоких давлениях и для ρ при 0,1 МПа. Авторы определяют лишь регрессию вида $v = A + Br$. Поскольку нас интересуют определения ρ по v , в табл. 1 приведены расчеты коэффициентов a и b для формулы (3). Следует учитывать, что регрессии ρ по v и v по ρ , как показывает опыт [228, 351, 360, 419], несколько различны, поэтому вычисленные нами значения коэффициентов a и b приближенные.

Широко известна графическая зависимость Нейфа — Дрейка [307, 475], показанная на рис. 1. Дж. Вуллардом [87, 507] предложены при использовании значений v в диапазоне $P = 1,0 \div 1000$ МПа линейная и экспоненциальная зависимости, пересекающиеся в точке с координатами $\rho = 2,743$ г/см³ (средняя плотность для 1158 образцов кристаллических пород Северной Америки) и $v = 6,15$ км/с (соответствующая средней скорости при давлении 0,1 МПа). Линейная зависимость Дж. Вулларда [467], полученная при атмосферных условиях для 156 образцов базальтов Гавайских о-вов, свидетельствует о том, что базиты при идентичных скоростях имеют плотности на 0,20—0,24 г/см³ большие, чем полученные по кривой Нейфа — Дрейка.

Весьма важны исследования Б. М. Уразаева, М. П. Воларовича, А. К. Курскеева [351] 80 образцов пород Казахстана. У этих

образцов измерены v при разных давлениях и ρ при 0,1 МПа, а затем у 34—35 образцов определены плотности при различных давлениях (табл. 1). Показательно, что коэффициент b при измерениях в атмосферных условиях намного ниже, чем тогда, когда ρ измерялось при 0,1 МПа, а v при высоких давлениях. Аналогично низкие значения получены, как правило, и другими исследователями, проводящими все измерения при атмосферных условиях, что является следствием весьма резкого увеличения v в диапазоне от 0,1 до 100—

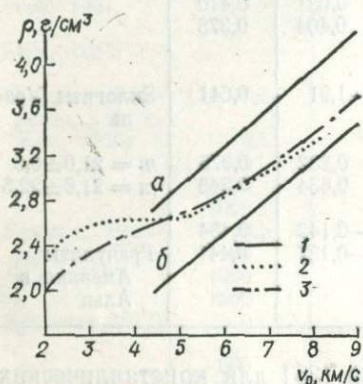


Рис. 1. Эмпирические зависимости ρ от v :

1 — по Ф. Берчу (а — средняя атомная масса 26, б — средняя атомная масса 21); 2 — по Дж. Вулларду; 3 — по Дж. Е. Нейфу и К. Л. Дрейку

морфических (0,59—0,75), а для их совокупности составил 0,62—0,82 при разных давлениях. Наихудший коэффициент корреляции получен при давлении до 100 МПа.

Некоторые исследователи при определении плотности консолидированного фундамента используют формулы, полученные при атмосферном давлении для осадочных, а также иногда и для кристаллических пород, хотя зависимости для тех и других образований различны. Подобные формулы для разных регионов СССР, использовавшиеся Г. М. Гейшериком совместно с автором настоящей монографии [95] при анализе соотношения коэффициентов a и b , приведены в табл. 2. Однако для определения плотности пород консолидированной земной коры и верхов мантии их применение чревато значительными ошибками.

Некоторые исследователи используют формулу И. С. Вольвовского и др. [84], где плотность определяется через значения пластовых скоростей

$$\rho = 0,24v_{пл} + 1,31. \quad (13)$$

Коэффициенты этой и других формул И. С. Вольвовского [84, 85] получены в основном при изучении осадочных пород различных

200 МПа. Очевидно, что при исследовании глубинных структур такими формулами пользоваться не следует.

Дальнейшие исследования пород Казахстана позволили А. К. Курскееву [228] включить в обработку 32 образца эффузивных и осадочных пород, 60 образцов метаморфических и 55 образцов интрузивных пород, при этом для 72 образцов и при 2000 МПа. Получены зависимости $v = f(\rho)$ и $\rho = f(v)$ как для каждой из этих групп пород в отдельности, так и для интрузивных и метаморфических пород вместе (табл. 1). Отметим, что коэффициент корреляции R для интрузивных пород (0,71—0,88) выше, чем для мета-

Таблица 2. Корреляционные формулы связи между ρ и σ , полученные для осадочных пород в различных геологических условиях

Автор	Район, область отбора образцов	Стратиграфическая приуроченность или литологическая характеристика	a	b	Давление, МПа
Н. Н. Пузырев		Песчано-глинистые и карбонатные породы	1,83	0,167	0,1
Р. Ф. Володарский	Западное Предкавказье	MZ + KZ	1,57	0,200	0,1
В. М. Березкин	Восточно-Европейская платформа	Песчано-глинистые породы	1,27	0,270	0,1
И. С. Вольвовский и др.	Бухаро-Хивинская провинция	?	1,89	0,172	0,1
И. Н. Михайлов	Украина	C	2,00	0,137	0,1
		P	1,94	0,133	0,1
		K	1,62	0,187	0,1
		P	1,09	0,329	0,1
		N	2,34	0,052	0,1
		Карбонатные породы	1,55	0,213	0,1
		Мергели	1,00	0,363	0,1
		Терригенные породы	1,52	0,269	0,1
		D + C + P + K + P + N	1,33	0,289	0,1
		C	2,34	0,065	0,1
		K	1,26	0,273	0,1
Б. А. Брюсов	Восточное Предкавказье	KZ + K	1,77	0,176	0,1
А. В. Дульнев					
П. М. Сычев,	Сахалин	?	1,90	0,165	0,1
А. Э. Парвиайнен					
А. Р. Бройтман,	Восточное Предкавказье	Фанерозой (карбонатные терригенные породы)	1,98	0,155	0,1
Г. М. Гейшерик,					
А. А. Епифанов					
А. К. Урупов	Прикамье	K + J (карбонатные терригенные породы)	2,26	0,068	0,1
		?	1,98	0,133	
М. Ф. Скорикова	Сахалин	?	1,82	0,150	0,1
Г. Д. Афанасьев,	Северный Кавказ	Осадочные и изверженные породы	1,66	0,200	0,1
Е. И. Баюк, Б. П. Беликов, А. М. Борсук, М. П. Воларович					
Н. В. Лопатко,	Прикаспий (КазССР)	?	1,68	0,185	0,1
Ю. П. Гладких					
Н. Я. Куянин	Сырдарьинская депрессия	Осадочные породы	1,36	0,400	0,1

Автор	Район, область отбора образцов	Стратиграфическая приуроченность или литологическая характеристика	a	b	Давление, МПа
Н. Я. Кунин	Северный Сахалин	?	1,95	0,180	0,1
И. С. Вольвовский и др.		?	1,08	0,270	0,1
И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, А. Г. Шлезингер, В. И. Шрайбман	Северное Приаралье	Породы осадочного чехла и фундамента	2,07	0,155	0,1
Те же	Ферганская впадина, Бухаро-Хивинская зона, Предкопетдагский прогиб	Те же	1,89	0,155	0,1
М. В. Скорикова	Южный Сахалин, Приморье, Чукотка, Камчатка, южная часть Курильской гряды	?	1,82	0,180	0,1
			2,18	0,110	
			2,22	0,106	
			2,06	0,127	
			1,53	0,170	
А. К. Курскеев	Казахстан	Эффузивные и осадочные породы	1,654	0,195	0,1
			1,705	0,174	50
			-1,656	0,184	100
			-1,554	0,195	200
			-1,569	0,192	300
			-1,295	0,236	400
			1,391	0,218	600
			1,385	0,219	1000
			1,269	0,238	1500
			1,425	0,214	2000

районов Средней Азии без учета влияния давления. Поэтому целесообразно применять их при изучении консолидированной коры и верхней мантии.

Известен еще ряд работ, в которых рассматривается связь плотности со скоростью главным образом с позиций адиабатических уравнений состояния. Предлагаемые решения [343, 395, 425, 454, 488, 502] требуют знания параметров, которые обычно в практике геофизических работ не могут быть определены. Поэтому, представляя теоретический интерес, в настоящее время такой подход для нахождения значений ρ по v при построении плотностных моделей земной коры мало пригоден.

Таким образом, большинство исследований было выполнено с незначительным количеством образцов, не учитывало изменения плотности с повышением давления, а многие вообще оперировали с обоими параметрами при атмосферном давлении. Поскольку увеличение давления количественно сказывается на ρ и v различным

образом, для оценки плотности в нижней части земной коры и верхней мантии, очевидно, следует пользоваться формулами, в которых оба параметра взяты при одинаковом давлении, соответствующем глубине, для которой производится оценка ρ . Поэтому наибольший интерес представляют формулы М. П. Воларовича, А. К. Курскеева, Б. М. Уразаева [228, 351]. Очевидно, вполне правомочно использование и зависимостей Ф. Берча, Ж. Симмонса, К. Канамори и С. Мизутани, М. П. Воларовича и др. (табл. 1), в которых рассматривается связь плотности при атмосферном давлении со скоростью при высоком давлении, особенно если в вычисляемое значение ρ вводить соответствующую поправку, что незначительно увеличит коэффициент a . С этих позиций недостаточно логичными представляются принципы получения формулы А. П. Тарковым [343], когда для одних образцов плотность определена при $P = 0,1$ МПа, для других — при $P = 1000$ МПа.

Как видно из табл. 1, практически все экспериментальные данные измерений v при давлениях 100 МПа и выше дают значения коэффициента b не менее 0,30. При этом обычно несколько увеличивается коэффициент a и практически не изменяются значения коэффициента b . Поэтому, очевидно, следует признать, что формулы, в которых коэффициент v меньше 0,30—0,25, недостаточно согласуются с имеющимися сейчас фактическими материалами [63, 84, 85, 270, 293, 336 и др.].

В 1972 г. Д. Г. Успенский [53, 500] впервые попытался объединить материалы 505 определений ряда исследователей [35, 93, 94, 268, 307, 400, 467, 492, 507]. На графике были показаны корреляционные зависимости $v - \rho$ при давлениях 0,1—1,0; 100; 200—250 и 1000 МПа и кривые распределения по плотности для пяти интервалов изменения скорости от 6,0 до 8,5 км/с при 200—250 МПа (плотности рассмотрены при атмосферном давлении). Выявленные криволинейные зависимости имеют наиболее пологие участки в средней части и наиболее крутые для образцов с высокими значениями v и ρ .

§ 3. Общие корреляционные зависимости плотности от скорости продольных волн при различных давлениях, полученные по обобщенным данным

К 1977 г. накопилось довольно большое количество определений v в образцах различных кристаллических пород из разных регионов мира при давлениях до 400—1500 МПа. И хотя это разнородный материал — в одних случаях приведены подробные данные не только по физическим параметрам, но и по минеральному составу, а в других — опубликованы лишь сведения о средних параметрах для групп пород — автором [202, 203, 205] предпринята попытка обобщить сведения целого ряда исследователей [25, 31, 35, 74—75, 77, 78, 92—94, 164, 231, 234, 239, 268, 307,

ных волн для всех образцов были взяты при давлении 400 МПа, а для образцов, для которых были проведены соответствующие исследования — и при 1000 МПа. Всего были учтены параметры 1849 определений. При этом для определений ρ при 0,1 МПа и v при $P = 400$ МПа было получено следующее уравнение регрессии (рис. 2):

$$\rho_0 = 0,60 + 0,34v_{400}. \quad (14)$$

При обработке были исследованы распределения плотности по интервалам изменения скорости, равным 0,1 км/с, от $<5,5$ до $>8,6$ км/с, распределения скорости по интервалам изменения плотности, равным 0,10 г/см³, в диапазоне от $<2,50$ до $>3,60$ г/см³ (линии $a-a$ и $b-b$ на рис. 2) и вычислены средние значения $\bar{\rho}$ и \bar{v} для 16 различных типов пород из разных регионов мира.

Первая выборка позволила судить о том, какие плотности соответствуют определенным скоростям, и с точки зрения поставленной нами задачи она наиболее важна. Но в связи с явлением анизотропии скорости в некоторых образцах значения v в различных направлениях попадают в разные диапазоны. К тому же выяснилось, что некоторые образцы характеризуются значительным уменьшением v при относительно меньшем снижении ρ , а у части образцов увеличивается плотность при незначительном увеличении скорости или даже ее снижении. Поэтому и вторая выборка представила большой интерес.

Линии $a-a$ и $b-b$ в диапазоне 6,20—7,80 км/с перекрещиваются и весьма близки друг к другу, а на обоих концах резко расходятся. При высоких значениях ρ линия $b-b$ выполаживается. Это можно объяснить тем, что наряду с общим увеличением плотности при повышении давления для эклогитов и ультраосновных пород начинает проявляться обратная зависимость плотности от скорости при повышении содержания металлоидов, особенно железа [142, 143, 412]. По мере увеличения отношения Fe/Mg наблюдается увеличение ρ при уменьшении v [34, 77, 97, 148, 233, 360, 424].

Более крутой подъем вверх линии $a-a$ при $v > 7,8$ км/с, очевидно, связан с уменьшением отношения Fe/Mg в породообразующих минералах, а также с повышением содержания катионов Al [34, 148]. Сказывается при этом и влияние анизотропии скорости у отдельных образцов [93, 228, 420, 437] и др. В области низких значений v линия $a-a$ резко поворачивает вниз. Этот поворот, очевидно, следует объяснять тем, что некоторые образцы метаморфических пород, а также основных и кислых образований ряда регионов (Гавайских о-вов, Камчатки, Кавказа, Казахстана и др.) характеризуются уменьшением скорости (намного более значительным, чем плотности) по сравнению с общей закономерностью [164, 351, 360, 467 и др.]. Отмечается и небольшое увеличение плотности относительно общей регрессии для некоторых образцов гнейсов, сланцев и других пород [35, 228, 351 и др.]. Возможно, это связано с увеличением их атомной массы и ожелезнением. Особенно заметно тенденция выполаживания верхней части линии $b-b$ проявляется в

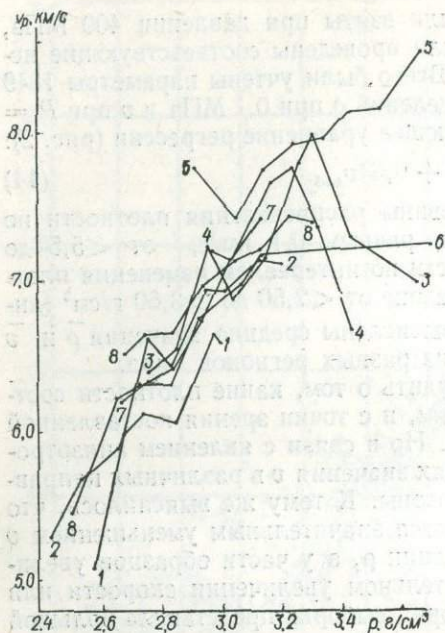


Рис. 3. Изменение зависимости $\rho = f(v)$ по интервалам, равным $0,10 \text{ г/см}^3$:

1 — щелочные породы; 2 — основные породы; 3 — перidotиты; 4 — пироксениты; 5 — эклогиты; 6 — гнейсы; 7 — сланцы; 8 — амфиболиты и гранулиты

лучшим образом совокупности определений для различных пород соответствует кусочно-линейная зависимость $ABCDEF$ (G), которая в верхней части (рис. 2) разделяется на две ветви. Одна из ветвей (EF)

распределении средних значений v по интервалам изменения ρ для отдельных пород по регионам. Для большинства образований в различных регионах характерно выполаживание линий изменения v или даже снижение скорости в диапазонах наиболее высоких плотностей, встречаемых у данных разновидностей пород (рис. 3). Отсюда следует, что для большинства пород можно ожидать повышения содержания металлоидов, что отражается на общей зависимости $\rho = f(v)$ и особенно $(v) = f(\rho)$, но наиболее ярко это проявляется для высокоплотных образований. В диапазоне же изменения плотности до $3,10 \text{ г/см}^3$ эта закономерность для разных пород различных регионов интегрируется, влияя лишь на общие средние параметры v и ρ .

Наряду с общей регрессией (14) было выяснено, что наи-

Таблица 3. Корреляционные зависимости между плотностью ρ_0 и скоростью

Давление, МПа	Количество определений	Плотность, г/см^3			Скорость, км/с		
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
Регрессии по							
100	2156	2,13	3,84	2,884	3,64	9,00	6,496
400	2160	2,13	3,84	2,883	4,10	9,07	6,719
1000	1233	2,25	3,84	2,989	4,68	9,25	7,120
1500	502	2,13	3,84	2,885	4,90	8,93	7,105
Регрессии по огра							
400	1738	2,47	3,84	2,819	5,80	7,50	6,547
400	655	2,75	3,84	3,183	7,00	9,07	7,587
400	456	2,75	3,84	3,293	7,50	9,07	7,954

отвечает ультраосновным породам, другая (EG) — эклогитам. На фоне общей зависимости были проанализированы материалы для различных типов пород и по разным регионам Земли [202, 205].

К настоящему времени удалось увеличить количество анализируемых определений до 2180 за счет дополнительных данных [30, 33, 76, 79, 80, 89—91, 163, 165, 228, 233; 275, 285, 294, 295, 352, 357, 440, 451] и провести более полную статистическую обработку материалов. При этом получен ряд новых интересных результатов, однако количественные оценки и основные выводы не претерпели существенных изменений по сравнению с выборкой по 1849 определениям.

Прежде чем перейти к анализу результатов проведенных исследований, необходимо остановиться на характеристике обрабатываемых материалов. Из общего числа 2180 образцов только для 257 из отдельных регионов имеются данные об изменении плотности при изменении давления. Ограничиться обработкой только данных для таких образцов мы сочли недостаточным, так как не использованной оказалась бы основная масса известных данных. В то же время следует учитывать, что плотность с повышением давления возрастает весьма незначительно, но достаточно закономерно. Так, еще на первом этапе исследований 81 определения было выяснено, что при давлении 400 МПа нужно вводить поправку, равную $0,046 \text{ г/см}^3$, при 1000 МПа — $0,061 \text{ г/см}^3$, при 1500 МПа — $0,071 \text{ г/см}^3$ [202, 203]. На основании этого для статистической обработки была использована плотность ρ_0 при атмосферном давлении, а скорости при давлениях, равных 100, 400, 1000 и 1500 МПа — v_{100} , v_{400} , v_{1000} , v_{1500} . Затем в полученные формулы вводились поправки, вычисленные при анализе тех образцов, для которых имеются определения ρ_x при указанных давлениях. Таким образом, были получены регрессии вида

$$\rho_0 = f(v_x) = a_0^x + b_0^x v, \quad (15)$$

продольных волн v_x для всех кристаллических пород всех регионов

Регрессия	Регрессия	Коэффициент корреляции	Оценка коэффициента корреляции	Среднеквадратические ошибки определения	
$\rho_0 = a + bv$	$v = A + B\rho_0$			D_ρ	D_v
полным выборкам					
+0,9080 +0,3041	+0,0904 +2,2218	0,8218	0,0070	0,1487	0,4020
+0,7269 +0,3209	+0,1114 +2,2919	0,3575	0,0057	0,1342	0,3568
+0,8025 +0,3056	+0,0674 +2,3535	0,8491	0,0080	0,1474	0,4094
+0,7909 +0,3010	-0,4476 +2,5784	0,8806	0,0100	0,1275	0,3733
ниченными выборкам					
+0,4222 +0,3661	+2,1593 +1,5566	0,7574	0,0103	0,1278	0,2634
+1,0581 +0,2801	+2,5278 +1,5904	0,6669	0,0217	0,1416	0,3374
+1,7414 +0,1950	+5,0563 +0,8799	0,4113	0,0449	0,1288	0,2735

где x — давление, при котором измерялась скорость v_p (100, 400, 1000 и 1500 МПа). Одновременно определялись регрессии

$$v_x = f(\rho_0) = A_0^x + B_0^x \rho_0. \quad (16)$$

Вычисления производились по программам В. И. Аронова [12] на ЭВМ БЭСМ-6. Наряду с общими зависимостями типа (15) и (16) определялись регрессии $\rho_0 = a' + b'(v_x)^2$, $\rho = a'' + b''(v_x)^{-1}$, $v_x = A' + B'\rho_0^2$ и $v_x = A'' + B''(\rho_0)^{-1}$. Однако анализ полученных коэффициентов регрессии и среднеквадратичных отклонений [12,

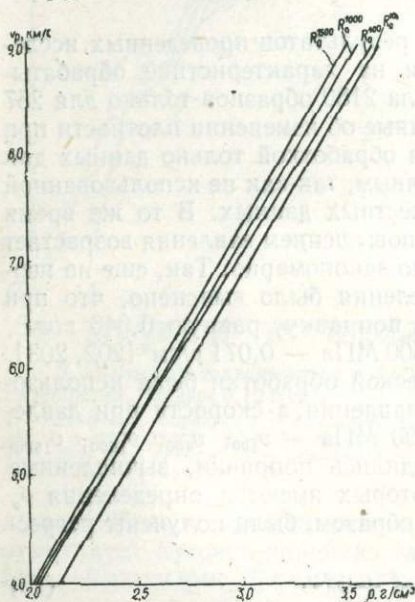


Рис. 4. Корреляционные зависимости R_p плотности пород ρ_0 от скорости v_p при давлениях 100, 400, 1000, 1500 МПа

49] показал, что применение этих более сложных зависимостей по сравнению с линейными практически не повышает точности определения искомым параметров, и в дальнейшем анализируются только полученные линейные регрессии.

В табл. 3 приведены для всей выборки при различных давлениях коэффициенты полученных регрессий a , b , A , B , значения коэффициентов корреляции r и среднеквадратичных погрешностей определения ρ_0 по v_x (D_p) и v_x по ρ_0 (D_v) соответственно, а также диапазоны изменения и средние значения использованных $(\rho_0)_i$ и $(v_x)_i$ и количество использованных определений в каждой выборке. Указанные регрессии приведены на рис. 4.

Как видно, все полученные регрессии имеют весьма близкие значения коэффициента b , что, очевидно, отражает общую закономерность увеличения v от давления при некотором колебании этого нарастания у разных образцов. К тому же в выборках было использовано разное количество анализов. Это связано с тем, что далеко не все образцы, v в которых определена при давлении 100 и 400 МПа, измерялись при 1000, а тем более при 1500 МПа, в то же время для отдельных образцов нет сведений о v при промежуточных давлениях. Значение коэффициента a , с одной стороны, зависит от величины b [95], а с другой, — очевидно, при постоянной величине $(\rho_0)_{ср}$ должно изменяться обратно пропорционально росту $v_{ср}$ от давления.

Из приведенных в табл. 3 данных видно, что при давлениях 100, 400 и 1500 МПа средние плотности ρ_0 выборок практически оди-

Таблица 4. Изменение скорости продольных волн в породах при изменении давления

Породы	P = 100 МПа		P = 1000 МПа		P = 1500 МПа			
	Количество определений	$\Delta (v_{100} - v_{400})$	Количество определений	$\Delta (v_{1000} - v_{400})$	Количество определений	$\Delta (v_{1500} - v_{400})$	$\Delta (v_{1000} - v_{400})$	$\Delta (v_{1500} - v_{1000})$
Перидотиты	163	-0,247	156	0,178	49	0,328	0,218	0,110
Пироксениты	100	-0,268	92	0,223	49	0,361	0,251	0,110
Эклогиты	142	-0,288	137	0,142	43	0,207	0,136	0,071
Габброиды и другие основного состава	311	-0,188	185	0,174	103	0,303	0,193	0,110
Щелочные	32	-0,217	21	0,225	6	0,337	0,185	0,152
Диориты и другие среднего состава	111	-0,210	40	0,190	17	0,236	0,226	0,110
Гранодиориты	47	-0,267	11	0,157	4	0,277	0,170	0,107
Граниты	493	-0,193	87	0,157	51	0,268	0,182	0,086
Чарнокиты	104	-0,131	6	0,167	—	—	—	—
Гранулиты	89	-0,262	89	0,162	21	0,382	0,215	0,167
Амфиболиты	89	-0,323	76	0,188	32	0,406	0,279	0,127
Сланцы	143	-0,246	107	0,191	48	0,303	0,205	0,098
Гнейсы	167	-0,262	98	0,188	33	0,340	0,233	0,107
Зеленокаменные	4	-0,283	3	0,113	3	0,170	0,113	0,057
Метаосновные	42	-0,173	16	0,118	2	0,160	0,075	0,085
Серпентиниты	61	-0,187	51	0,187	24	0,352	0,193	0,159
Туфы	24	-0,637	17	0,208	8	0,300	0,217	0,083
Брекчии	9	-0,117	—	—	—	—	—	—
Остальные	24	-0,199	19	0,116	8	0,216	0,140	0,076

наковы, а при 1000 МПа на 0,11 г/см³ выше. Это свидетельствует о том, что ограничение числа образцов в выборке при давлении 1000 МПа привело к некоторому нарушению баланса плотности относительно выборок при 100 и 400 МПа. А в выборке при давлении 1500 МПа снова наблюдается приближение к первоначальному балансу. Об этом же свидетельствует и то, что хотя исследованные как при давлении 1500 МПа, так и при 1000 МПа образцы (501 определение) имеют среднее увеличение скорости $\Delta (v_{1500} - v_{1000})$ на 0,108 км/с (табл. 4), значение $(v_{1000})_{\text{ср}} = 7,120$ км/с для исследованных 1233 образцов выше, чем $(v_{1500})_{\text{ср}} = 7,105$ км/с для 502 образцов (табл. 3).

Обращает внимание и то, что средняя разница $\Delta (v_{1000} - v_{400})$ для всей выборки из 1232 образцов при $(\rho_0)_{\text{ср}} = 2,989$ г/см³ составила 0,177 км/с, а для части этой выборки из 501 образца при $(\rho_0)_{\text{ср}} = 2,885$ г/см³, исследовавшейся и при 1500 МПа, она равна 0,205 км/с (табл. 4). Очевидно, что разница в средних скоростях при разных давлениях для выборок из различного количества образцов будет более точной, если средние плотности выборок будут близкими по величине. Поэтому в соответствии с данными табл. 4

было получено относительно $(v_{400})_{\text{ср}}$:

$$\Delta(v_{100} - v_{400}) = -0,227 \text{ км/с}; \quad \Delta(v_{1500} - v_{400}) = 0,313 \text{ км/с};$$

$$\Delta(v_{1000} - v_{400}) = 0,205 \text{ км/с}; \quad \Delta(v_{1500} - v_{1000}) = 0,108 \text{ км/с}.$$

Для определения плотности ρ_x при давлении x , соответствующем глубинным частям земной коры и верхам мантии, можно, очевидно, пользоваться формулой

$$\rho_x = \rho_0 + \Delta(\rho_x - \rho_0), \quad (17)$$

Таблица 5. Изменение плотности пород при повышении давления

Давление, МПа	Количество определений	Среднее увеличение плотности относительно значений ее при 0,1 МПа, г/см ³
100	169	0,01311
400	251	0,03971
1000	252	0,06013
1500	234	0,07319

где $\Delta(\rho_x - \rho_0)$ — средняя разница в плотностях при данном и атмосферном давлениях. Для оценки величины $\Delta(\rho_x - \rho_0)$ при давлениях 100, 400, 1000 и 1500 МПа нами использованы имеющиеся определения плотности при этих давлениях у одних и тех же образцов [77, 92, 228, 295, 350—352, 390, 420, 437, 493]. Вычисленные средние разности $\Delta(\rho_x - \rho_0)$ приведены в табл. 5.

Предполагая постоянство коэффициента b_0^x с учетом регрессий (15) и (17), получаем новые регрессии вида

$$\hat{\rho}_x = a_0^x + b_0^x v_P + \Delta(\rho_x - \rho_0) = a_0^x + \Delta(\rho_x - \rho_0) + b_0^x v, \quad (18)$$

где величину $a_0^x + \Delta(\rho_x - \rho_0)$ можно вычислять заранее, а значение b_0^x известно. Используя данные табл. 3 и 5, получаем

$$\hat{\rho}_{100} = 0,9211 + 0,3041v; \quad (19)$$

$$\hat{\rho}_{400} = 0,7666 + 0,3209v; \quad (20)$$

$$\hat{\rho}_{1000} = 0,8625 + 0,3056v; \quad (21)$$

$$\hat{\rho}_{1500} = 0,8641 + 0,3010v. \quad (22)$$

Пользуясь формулами (19) — (22), по значениям скорости можно определять значения плотности при том же давлении, при котором измерялась скорость.

Как видно из рассмотрения регрессий $\rho_0 = f(v_x)$ при различных давлениях (табл. 3, рис. 4), они весьма близки между собой по коэффициенту b (несмотря на несколько различные закономерности возрастания v при повышении давления). В связи с этим рассмотрим возможности использования наиболее хорошо обеспеченной фактическим материалом и наиболее полно исследованной зависимости $\rho_0 = f(v_{400})$ для определения значений ρ_x при различных давлениях.

Предположим, что наблюдаемая незначительная непараллельность регрессий для v при различных давлениях является следствием естественного разброса параметров и примем коэффициент b всех регрессий таким же, как и для $\rho_0 = f(v_{400})$. Тогда в соответствии с проведенным ранее анализом (табл. 5) коэффициент a_{400}^{400} для регрессии $\rho_{400} = f(v_{400})$ будет больше, чем a_0^{400} для регрессии $\rho_0 = f(v_{400})$ на 0,040, и линия регрессии на рис. 5 оказывается параллельной регрессии $\rho_0 = f(v_{400})$, располагаясь правее по оси ρ на 0,040 г/см³:

$$a_{400}^{400} = a_0 + \Delta(\rho_{400} - \rho_0); \quad (23)$$

$$\Delta(a_{400}^{400} - a_0^{400}) = \Delta(\rho_{400} - \rho_0). \quad (24)$$

Определим смещение по этой же оси ρ коэффициента регрессий $\rho = f(v)$, $\rho_0 = f(v_{1000})$, $\rho_0 = f(v_{1500})$. Поскольку коэффициент b для них принят одинаковым (равным 0,321), то смещение $\Delta(a_x^x - a_0^{400})$ будет равно произведениям соответствующих различий в средних значениях v_x при 100, 1000 и 1500 МПа по сравнению с v_{400} при 400 МПа (табл. 4) на указанный коэффициент. При этом с уменьшением v коэффициенты a_0^x будут возрастать, и наоборот, т. е.

$$\Delta(a_x^x - a_0^{400}) = \Delta(v_x - v_{400}) b_0^{400}. \quad (25)$$

Для давлений, равных 100, 1000 и 1500 МПа, получаем

$$\Delta(a_0^{100} - a_0^{400}) = -(0,227 \cdot 0,321) = +0,0729;$$

$$\Delta(a_0^{1000} - a_0^{400}) = -(0,205 \cdot 0,321) = -0,0658;$$

$$\Delta(a_0^{1500} - a_0^{400}) = -(0,313 \cdot 0,321) = -0,1005.$$

С другой стороны, нами вычислено (табл. 5) среднее расхождение ρ в плотностях при давлениях 100, 1000, 1500 МПа по сравнению со значением при 400 МПа, т. е.

$$\Delta(a_x^x - a_0) = \Delta(\rho_x - \rho_0). \quad (26)$$

Поскольку коэффициент b_{400} принят постоянным, то, учитывая (25) и (26), можем получить поправочный коэффициент $\Delta(a_x^x - a_0^{400})$ регрессии при соответствующих давлениях относительно основной

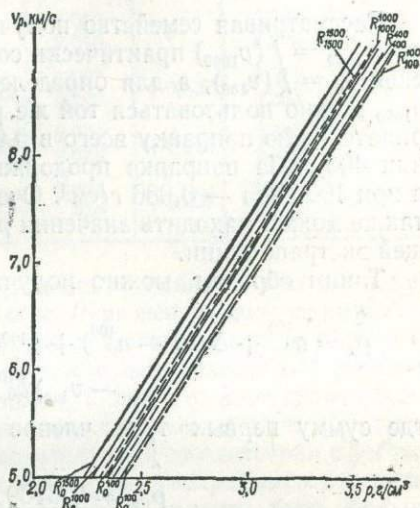


Рис. 5. Номограмма для определения корреляционных зависимостей $\rho = f(v)$ при различных давлениях (относительно R_0^{400}).

В верхнем индексе при R указано давление для скорости, в нижнем — для плотности

регрессии для ρ при 0,1 МПа и v при 400 МПа:

$$\Delta(a_x^* - a_0^{400}) = \Delta(\rho_x - \rho_0) - \Delta(v_x - v_{400})b_0^{400}. \quad (27)$$

Отсюда получаем:

$$\Delta(a_{100}^{100} - a_0^{400}) = +0,0131 + 0,0729 = +0,0860;$$

$$\Delta(a_{1000}^{1000} - a_0^{400}) = 0,0601 - 0,0658 = -0,0057;$$

$$\Delta(a_{1500}^{1500} - a_0^{400}) = 0,0732 - 0,1005 = -0,0273.$$

Рассматривая семейство полученных регрессий (рис. 5), видим, что $\rho_{1000} = f(v_{1000})$ практически совпадает с нашей основной регрессией $\rho_0 = f(v_{400})$, а для определения по значениям v_{1500} величины ρ_{1500} можно пользоваться той же регрессией $\rho_0 = f(v_{400})$, вводя отрицательную поправку всего в 0,027 г/см³. Для пород при давлении 400 МПа поправка продолжительна и составляет 0,040 г/см³, а при 100 МПа — 0,086 г/см³. Очевидно, что при других давлениях также можно находить значения ρ_x по v_x с помощью соответствующей экстраполяции.

Таким образом, можно получать регрессии вида

$$\hat{\rho}_x = a_0^{400} + \Delta(a_x^* - a_0^{400}) + b^{400}v = a_0^{400} + \Delta(\rho_x - \rho_0) - \Delta(v_x - v_{400})b_0^{400} + b_0^{400}v, \quad (28)$$

где сумму первых трех членов можно вычислять заранее. Так,

$$\hat{\rho}_{100} = 0,8109 + 0,3209v_{100}; \quad (29)$$

$$\hat{\rho}_{400} = 0,7666 + 0,3209v_{400}; \quad (30)$$

$$\hat{\rho}_{1000} = 0,7212 + 0,3209v_{1000}; \quad (31)$$

$$\hat{\rho}_{1500} = 0,6996 + 0,3209v_{1500}. \quad (32)$$

Проверим, с какой точностью можно пользоваться регрессией $\rho_0 = f(v_{400})$ для определения истинных значений ρ_x пород при разных давлениях по формуле (28) в сравнении с использованием полученных регрессий $\rho_0 = f(v_{100})$, $\rho_0 = f(v_{1000})$, $\rho_0 = f(v_{1500})$ и введением затем поправок $\Delta\rho = \rho_x - \rho_0$ по формуле (18). Вычисления произведем для значений v , равных 6,0; 7,0; 8,2 км/с, т. е. в начале, середине и в конце типичного диапазона изменения скоростей в консолидированной коре до раздела М (табл. 6).

Сравнение полученных результатов показывает, что максимальное расхождение в значениях, вычисленных с помощью различных регрессий, не превышает 0,050 г/см³, составляя в среднем 0,025 г/см³. При этом наибольшие расхождения наблюдаются для значений,

вычисленных по формуле $\hat{\rho}_x = a_0^x + \Delta(\rho_x - \rho_0) + b_0^x v_x$ при дав-

Таблица 6. Расчет плотности при различных давлениях с использованием регрессий $\hat{\rho}_x = a_0^x + \Delta(\rho_x - \rho_0) + b_0^x v$ или регрессии $\hat{\rho}_x = a_0^{400} + \Delta(a_x^{400} - a_0^{400}) + b_0^{400} v$

Давление, МПа	Регрессия	ρ при $v = 6,0$ км/с	$\Delta\rho$	ρ при $v = 7,0$ км/с	$\Delta\rho$	ρ при $v = 8,2$ км/с	$\Delta\rho$
100	0,9211 + 0,3041	2,745	+0,009	3,049	-0,008	3,414	-0,028
	0,8109 + 0,3209	2,736		3,057		3,442	
400	0,7666 + 0,3209	2,693	0	3,013	0	3,398	0
	0,7666 + 0,3209	2,693		3,013		3,398	
1000	0,8626 + 0,3056	2,696	+0,049	3,001	+0,033	3,369	+0,016
	0,7212 + 0,3209	2,647		2,968		3,353	
1500	0,8641 + 0,3010	2,670	+0,045	2,971	+0,025	3,332	+0,001
	0,6996 + 0,3209	2,625		2,946		3,331	
400	0,7666 + 0,3209	2,693	-0,013	3,013	+0,007	3,398	+0,030
	0,6397 + 0,3400	2,680		3,020		3,428	

лении 1000 МПа. Как уже указывалось, выборка при давлении 1000 МПа отличается повышенными значениями средних параметров ρ_0 и v_{1000} (табл. 3, 4). При этом (учитывая значения коэффициента a) отмечается большее увеличение плотности по сравнению с увеличением скорости. Это связано, очевидно, с тем, что доля гранитоидов в выборке при 1000 МПа приблизительно втрое меньше, чем в выборках при 100 и 400 МПа. А следовательно, в соответствии с регрессиями при идентичных скоростях у базитов, ультрабазитов и метаморфических пород (табл. 8—10) плотности должны быть больше по сравнению с таковыми у гранитоидов.

Проведенное сравнение свидетельствует о том, что для определения ρ_x при разных давлениях с точностью до первых сотых долей грамма на сантиметр кубический практически можно пользоваться единой регрессией $\rho_0 = f(v_{400})$ при введении указанных выше поправок. Точность определения ρ будет выше, если учитывать особенности вещественного состава пород и характер регионов.

Отметим, что использование полученной нами ранее по менее полной выборке (1849 определений) регрессии $\rho_0 = 0,600 + 0,340v$ [202, 203, 205] дает расхождение результатов по сравнению с полученными ныне (при учете увеличения плотности $\Delta\rho = \rho_{400} - \rho_0 = 0,0397$ г/см³) не более чем на 0,03 г/см³ (табл. 6), т. е. и она вполне пригодна для практических расчетов.

§ 4. Зависимость $\rho_0 = f(v_{400})$ для различных типов пород

Основная задача проведенных нами обобщения и анализа — определить возможность использования данных о значениях скорости продольных волн, получаемых при исследованиях методом

Таблица 7. Корреляционные зависимости между плотностью ρ_0 и скоростью

Породы	Количество образцов	Плотность, г/см ³			Скорость, км/с	
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.
Граниты	492	2,48	2,75	2,668	4,98	7,26
Гранодиориты	47	2,55	2,87	2,721	5,90	6,88
Средние	111	2,59	2,96	2,754	5,74	7,04
Щелочные	32	2,58	3,00	2,786	5,03	6,85
Основные	313	3,25	3,24	2,876	4,50	7,60
Перидотиты	163	2,75	3,74	3,253	5,70	9,07
Пироксениты	100	2,98	3,84	3,263	6,40	8,17
Эклогиты	142	2,91	3,73	3,350	7,00	8,62
Гнейсы	167	2,51	3,74	2,809	5,00	7,75
Сланцы	142	2,57	3,23	2,858	5,12	9,03
Амфиболиты	90	2,74	3,52	3,050	5,40	8,25
Гранулиты	89	2,59	3,30	2,971	5,46	7,50
Метаосновные	42	2,74	3,17	2,971	6,05	7,28
Зеленокаменные	4	2,64	2,93	2,785	6,11	6,77
Чарнокиты	104	2,71	3,30	2,768	5,80	7,18
Серпентиниты	61	2,27	3,43	2,774	4,10	7,57
Туфы	24	2,59	3,00	2,741	5,80	6,60
Другие	33	2,13	2,85	2,588	4,80	6,72

ГСЗ и по другим материалам сейсмометрии и сейсмологии, для оценки величины плотности глубинных зон земной коры и верхов мантии. Поэтому большой интерес представляет получение не только общих регрессий $\rho = f(v)$ и $v = f(\rho)$ (обозначаемых далее соответственно R_ρ и R_v) для всего массива данных, но и отдельно для различных типов пород и отдельных регионов. Поскольку при высоких давлениях почти для всех образцов имеются значения v при давлении 400 МПа, а при 1000 и 1500 МПа — лишь у части образцов, дифференцированная статистическая обработка и анализ проведены для скорости, измеренной при давлении 400 МПа. Можно предполагать, что выявленные закономерности будут таковыми же и при более высоких давлениях, а незначительные количественные коррективы в расчеты плотности можно вводить, пользуясь полученными регрессиями и поправочными членами для ρ и v при различных давлениях.

Приведем анализ регрессий $\rho_0 = f(v_{400})$ для различных типов пород на фоне общей регрессии $I-I$ для всех пород при давлении 400 МПа. В табл. 7 для выделенных групп пород приведены регрессии $\rho_0 = f(v_{400})$ и $v_{400} = f(\rho_0)$, обозначаемые далее R_ρ и R_v , и другие статистические данные. Для тех групп пород, где регрессии получены не были ввиду малых выборок или наличия большой доли осредненных параметров (как, например, у чарнокитов), в табл. 7 приведены данные о диапазонах изменения и средних значениях ρ_0 и v_{400} . На рис. 6 вместе с общей регрессией $I-I$

продольных волн v_{400} для различных типов пород по всем регионам

средн	Регрессия		Коэффициент корреляции	Оценка коэффициента корреляции	Среднеквадратические ошибки определения	
	$\rho_0 = f(v_{400})$	$v_{400} = f(\rho_0)$			D_ρ	D_v
6,250	+2,2124 +0,06971	-0,0273 +2,4800	0,4044	0,0378	0,0337	0,1966
6,347	+2,2392 +0,0759	+3,5402 +1,0316	0,2405	0,1404	0,0577	0,2125
6,417	+1,6197 +0,1768	+2,5442 +1,4060	0,4916	0,0726	0,0727	0,2051
6,124	+2,0461 +0,1207	-0,0068 +2,2010	0,4912	0,1385	0,0929	0,3965
6,738	+1,2643 +0,2393	-1,0142 +2,6950	0,8023	0,0202	0,0933	0,3132
7,686	+2,7270 +0,0684	+3,0122 +1,4367	0,3044	0,0715	0,1370	0,6276
7,582	+2,9306 +0,0438	+6,6538 +0,2844	0,0488	0,1008	0,1342	0,3424
7,964	+1,1787 +0,2730	+3,9507 +1,1969	0,5674	0,0573	0,1257	0,2632
6,430	+0,8745 +0,3008	+2,5555 +1,3795	0,6414	0,0458	0,1500	0,3212
6,555	+1,4968 +0,2076	-0,6465 +2,5201	0,7209	0,0406	0,1131	0,3941
7,092	+2,1276 +0,1301	+2,7379 +1,4274	0,4200	0,0878	0,1237	0,4097
6,916	+1,0058 +0,2842	+2,6443 +1,4379	0,6338	0,0641	0,1273	0,2863
6,673	+1,0073 +0,2943	+0,4405 +2,0977	0,7796	0,0620	0,0797	0,2128
6,410	—	—	—	—	—	—
6,436	—	—	—	—	—	—
6,197	+1,2909 +0,2393	-1,4629 +2,7616	0,7094	0,0449	0,1405	0,4772
6,232	—	—	—	—	—	—
5,893	—	—	—	—	—	—

показаны полученные для разных типов пород регрессии $\rho = f(v)$ в пределах обнаруженных диапазонов изменения v_{400} и координаты средних параметров для всех типов пород.

Следует отметить, что основное количество данных по отдельным образцам для каждого типа пород сосредоточено вдоль линии регрессии в пределах ее средней части, и лишь отдельные образцы характеризуются экстремальными параметрами (рис. 11—13, 16, 17, 19, 20, 23, 25, 27, 29, 30, 33, 34). При этом, безусловно, сказывается и эффект анизотропии скорости, в связи с чем в одном и том же образце с одной и той же (или с весьма незначительными отклонениями) плотностью значения скорости в различных направлениях могут различаться более чем на 1,0 км/с.

При рассмотрении данных табл. 7 и зависимостей, приведенных на рис. 6, прежде всего обращает внимание тот факт, что коэффициенты регрессии для различных типов пород меньше, чем у общей регрессии $I-I$. Особенно велико различие значений b для ультраосновных пород, гранитов и гранодиоритов, для которых оно менее 0,10. Второй характерной особенностью является то, что коэффициенты корреляции для всех типов пород существенно меньше, чем в целом для общей выборки. Среднеквадратическая ошибка D_ρ для большинства типов пород (табл. 7) ниже, чем по общей выборке (табл. 3), но для гнейсов, серпентинитов и перидотитов даже несколько выше. Среднеквадратическая ошибка D_v для отдельных типов пород в основном ниже, но для гранулитов, сланцев, щелочных пород,

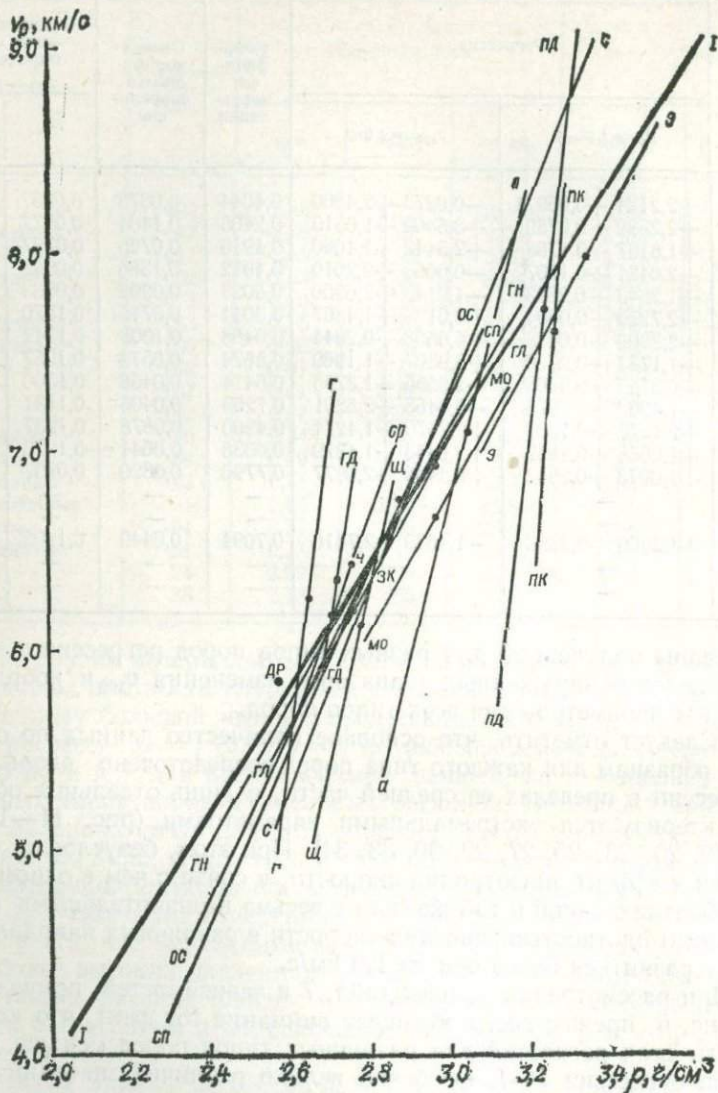


Рис. 6. Корреляционные зависимости $\rho = f(v)$ для различных типов пород.

Породы: г — граниты, гд — гранодиориты, ср — среднего состава, щ — щелочного состава, ос — основного состава, пд — перидотиты, пк — пироксениты, э — эклогиты, гн — гнейсы, с — сланцы, а — амфиболиты, гл — гранулиты, сп — серпентиниты, зк — зеленокаменные, ч — чарнокиты, др — другие породы. I-I — общая регрессия R_0^{400} . Точками обозначены средние параметры ρ_0 и v_{400} каждого типа пород

серпентинитов и особенно перидотитов — выше, чем для общей выборки.

Анализ расположения отдельных регрессий показывает, что в области средних параметров они пересекаются общей регрессией $I-I$, которая является линией, как бы объединяющей эти средние параметры в единую линейную зависимость. Исключение составляют эклогиты и метасосновные породы, регрессии которых хотя и имеют коэффициент b несколько меньший, чем для общей выборки, но как бы продолжая друг друга, существенно смещены вправо от регрессии $I-I$. Средние параметры перидотитов, пироксенитов, эклогитов, щелочных и метасосновных пород заметно смещены вправо от общей регрессии $I-I$. Это означает, что при идентичных скоростях средние плотности этих пород выше, чем для всей выборки. Среднее отклонение от регрессии $I-I$ при соответствующих средних скоростях v_{400} составило (г/см^3) для: перидотитов $+0,060$; пироксенитов $+0,103$; эклогитов $+0,070$; щелочных пород $+0,093$; метасосновных пород $+0,102$; серпентинитов $+0,058$. Средние параметры гранитоидов оказались смещенными влево от регрессии $I-I$, т. е. у них при одинаковых скоростях плотности меньше относительно общей выборки на следующие величины (г/см^3) для: пород среднего состава на $-0,032$; гранодиоритов на $-0,043$; гранитов на $-0,085$. Немного влево отклоняются они и для основных пород — на $-0,014 \text{ г/см}^3$.

Гораздо ближе к регрессии $I-I$ оказались средние параметры метаморфических пород, смещенные чуть вправо от линии $I-I$ (г/см^3): гранулиты на $+0,024$; амфиболиты на $+0,047$; сланцы на $+0,027$; гнейсы на $+0,018$.

Отклонения средних параметров тех групп пород, для которых регрессии не получены, составили (г/см^3): у туфов $+0,014$; у чарнокитов $-0,025$; у зеленокаменных пород $+0,001$; у экструзивных пород $+0,110$; у других типов $-0,001$.

Среднеквадратичное отклонение средней плотности для различных типов пород относительно общей регрессии $I-I$ составило $\pm 0,060 \text{ г/см}^3$. А если исключить такие экзотические для консолидированной земной коры, особенно ее глубинных частей, породы, как экструзивные, то среднеквадратичное отклонение будет равно $\pm 0,056 \text{ г/см}^3$.

Очевидно, что если есть сведения о составе пород, слагающих те или иные толщи, то, внося соответствующие поправки в получаемые по v значения ρ , можно увеличить точность определения плотности по значениям скорости. Следует при этом учитывать и особенности отдельных регионов, на чем мы остановимся ниже.

Отметим, что средние параметры для всех типов пород достаточно близки к регрессии $I-I$, а имеющиеся отличия носят закономерный характер и зависят от состава и типа пород. Но вот конечные ветви регрессии R_p для многих типов пород (ультрасосновных, гранитоидов и др.) — вне области скопления большинства определений — могут значительно отличаться от общей зависимости и ими

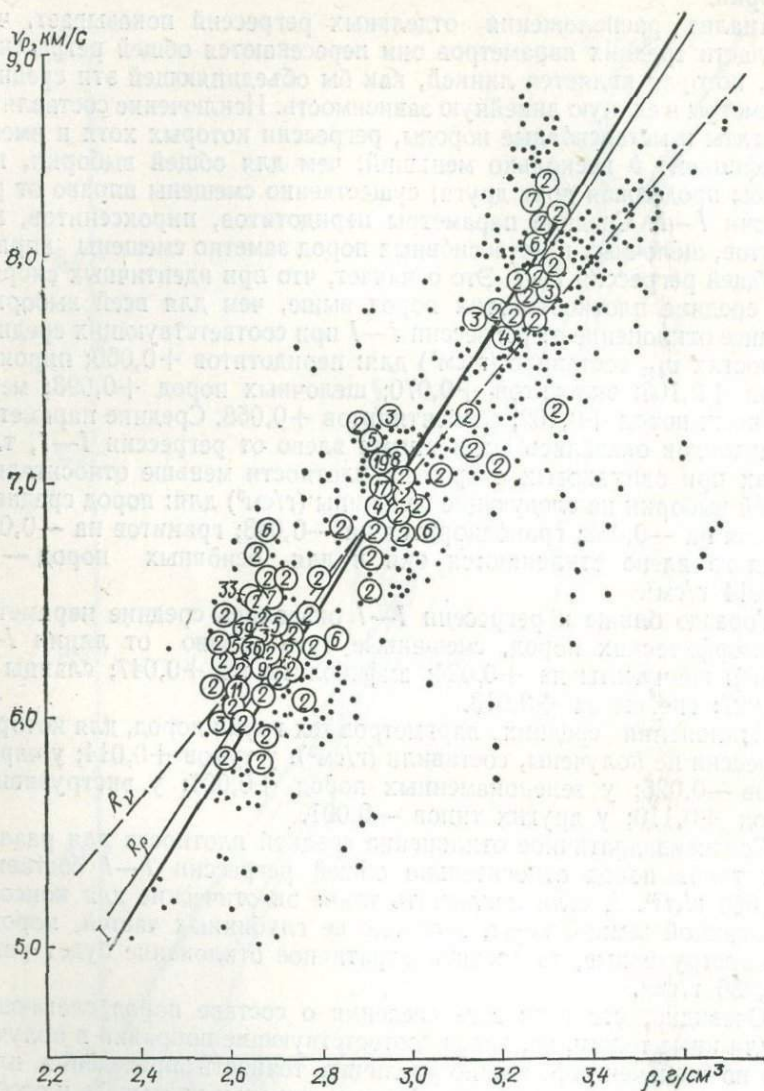


Рис. 7. Регрессии R_p и R_v для интрузивных пород

нельзя пользоваться как универсальными. Так, по регрессии для перидотитов при $v = 6,0$ км/с, характерной для верхов консолидированной коры, ρ должно составить $3,138$ г/см³, а по регрессии для гранитов при $v = 8,2$ км/с, характеризующей верхи мантии, $\rho = 2,784$ г/см³.

Нами были определены отдельно регрессии для интрузивных (рис. 7) и метаморфических (рис. 8) пород (табл. 8). Средние значе-

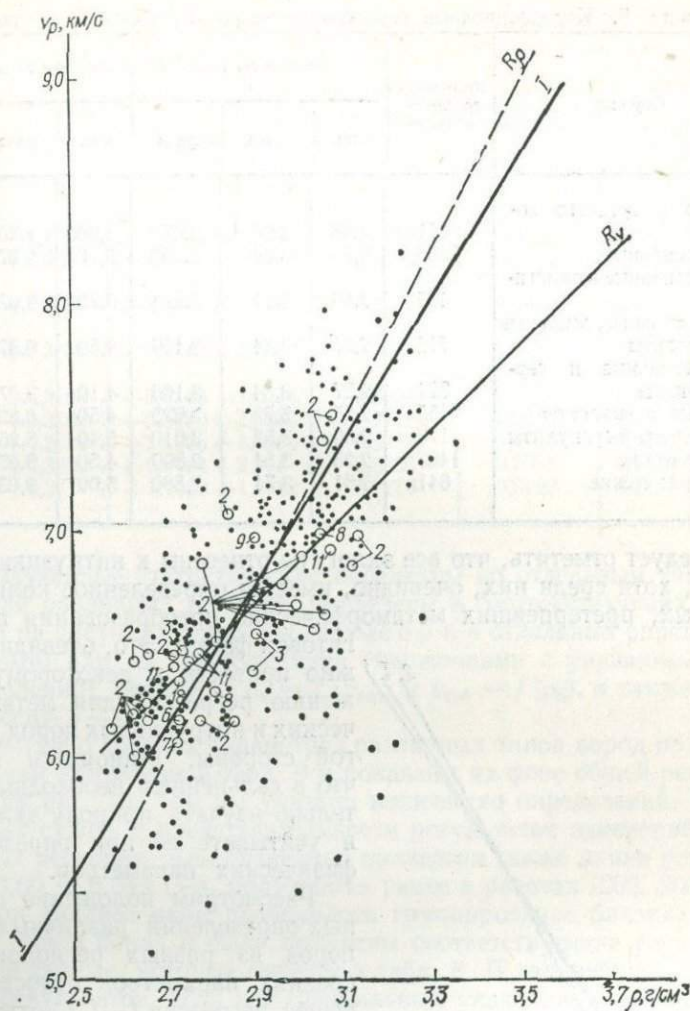


Рис. 8. Регрессии R_p и R_v для метаморфических пород

ния v и особенно ρ_0 оказались весьма близкими. Пересекаясь между собой и с общей регрессией $I-I$ в области $\rho = 3,08 \text{ г/см}^3$ и $v = 7,35 \text{ км/с}$, на концах обе регрессии слегка расходятся (рис. 9). В области низких параметров регрессия для интрузивных пород несколько отклоняется влево от линии $I-I$, приближаясь к гранитоидам, а в области высоких параметров — немного вправо, тяготея к ультраосновным породам и эклогитам. Регрессия для метаморфических пород проходит более круто, чем общая регрессия $I-I$, но нигде в пределах скоростей, характерных для земной коры и верхов мантии, отклонение не достигает $0,100 \text{ г/см}^3$.

Таблица 8. Корреляционные зависимости между плотностью ρ_0 и скоростью

Породы	Количество определений	Плотность, г/см ³			Скорость, км/с		
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
Кислого и среднего состава	651	2,48	2,96	2,671	4,98	7,26	6,286
Ультраосновные	263	2,75	3,84	3,257	5,70	9,07	7,646
Ультраосновные и эклогиты	405	2,86	3,84	3,294	5,70	9,07	7,766
Ультраосновные, основные и эклогиты	718	2,25	3,84	3,109	4,50	9,07	7,311
Ультраосновные и серпентиниты	324	2,27	3,84	3,166	4,10	9,07	7,373
Основные и эклогиты	455	2,25	3,73	3,025	4,50	8,62	7,121
Амфиболиты и гранулиты	179	2,59	3,52	3,010	5,40	8,25	7,004
Магматические	1403	2,25	3,84	2,899	4,50	9,07	6,808
Метаморфические	641	2,51	3,74	2,880	5,00	9,03	6,635

Следует отметить, что все эклогиты отнесены к интрузивным породам, хотя среди них, очевидно, имеется определенное количество коровых, претерпевших метаморфические преобразования в эклогитовой фации. Это, очевидно, должно привести к некоторому сближению регрессий для метаморфических и интрузивных пород. С другой стороны, становится ясным, что в дальнейшем необходимо тщательно изучать природу эклогитов и учитывать ее при определении физических параметров.

Рассмотрим положение отдельных определений различных типов пород из разных регионов и их средних параметров относительно общей регрессии $I-I$. Соответствующие сведения для выделенных типов пород приведены в табл. 7. Помимо этого нами получены регрессии R_ρ и R_v для различных типов пород по отдельным регионам при достаточном количестве данных (как правило, не менее 10 определений). При малых выборках регрессии получены не были из-за отсутствия четкой корреляции для данного типа пород в конкретном регионе.

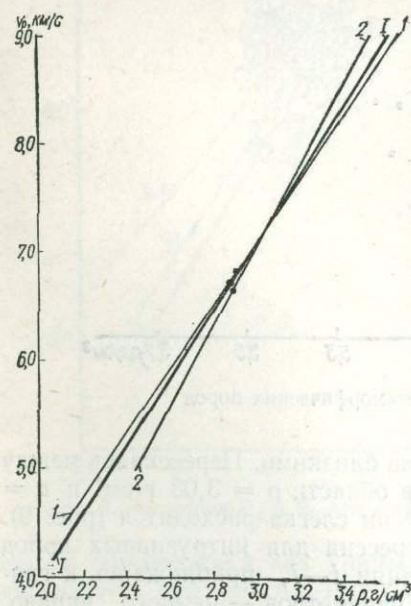


Рис. 9. Сравнение регрессий R_ρ интрузивных (1-1) и метаморфических (2-2) пород с общей регрессией (I-I)

продольных волн v_{400} для некоторых групп пород по всем регионам

Регрессия		Коэффициент корреляции	Оценка коэффициента корреляции	Среднеквадратические ошибки определения	
$\rho_0 = f(v_{400})$	$v_{400} = f(\rho_0)$			D_ρ	D_v
+1,8167 +0,1360	+1,8182 +1,6722	0,4756	0,0304	0,0572	0,2005
+2,6936 +0,0733	+4,0150 +1,1138	0,2802	0,0568	0,1395	0,5440
+2,5250 +0,0990	+3,8889 +1,1771	0,3381	0,0442	0,1367	0,4715
+1,0213 +0,2856	+0,2342 +2,2758	0,8058	0,0131	0,1523	0,4301
+1,5440 +0,2198	-0,3746 +2,4476	0,7325	0,0257	0,1706	0,5695
+0,6812 +0,3292	-0,3450 +2,4674	0,9011	0,0088	0,1170	0,3204
+1,5896 +0,2029	+2,5346 +1,4845	0,5452	0,0528	0,1005	0,3531
+0,5887 +0,3393	+0,1084 +2,311	0,8855	0,0058	0,1338	0,3493
+1,0772 +0,2717	+1,1689 +1,8982	0,7176	0,0192	0,1277	0,3375

Полученные статистические параметры по отдельным типам пород для различных регионов приведены в соответствующих таблицах, а на рисунках показаны данные о ρ и v отдельных определений (точками) или их совокупностей (кружочками с указанием числа определений), регрессии $\rho_0 = f(v_{400})$ и $v_{400} = f(\rho_0)$, а также общая регрессия $I-I$.

Данные о средних параметрах различных типов пород по разным регионам приведены в табл. 9 и показаны на фоне общей регрессии $I-I$ на рис. 10. Там же указано количество определений, что позволяет судить о представительности результатов измерений в различных регионах. Для сравнения приведена также линия регрессии $\rho = 0,60 + 0,34v$ (14), полученная ранее в работах [202, 203, 205].

При анализе нами проводилось группирование близких по составу типов пород и были получены соответствующие регрессии и другие данные, которые сведены в табл. 8. В дальнейшем при анализе результатов, если нет специальных указаний, речь идет о регрессиях R_ρ , которые называются просто регрессиями.

Граниты. Самой характерной чертой гранитов, отличающей их от других типов пород, является весьма узкий диапазон изменения средних значений плотности $\bar{\rho}$ для разных регионов — от 2,613 г/см³ для Казахстана до 2,671 для Воронежского кристаллического массива. Средние скорости v_{400} в различных регионах также варьируют в диапазоне 6,061—6,475 км/с, и лишь для двух образцов из о-ва Шри Ланка (бывш. о-в Цейлон) \bar{v} [35] они оказались аномально низкими — 5,25 км/с. Только средние параметры гранитов о-ва Шри Ланка оказались (и значительно) правее общей регрессии $I-I$ (рис. 10); для остальных же регионов средние параметры находятся левее линии $I-I$ (рис. 10), см. вклейку между с. 64—65).

Таблица 9. Значения плотности ρ_0 и скорости продольных волн v_{400} для разных типов пород в различных регионах

Регион, страна	Количество образцов	Плотность, г/см ³			Скорость, км/с		
		мин	макс	средн.	мин.	макс.	средн.
Граниты							
Украинский щит	344	2,61	2,73	2,654	6,14	6,50	6,279
Балтийский щит	17	2,58	2,64	2,622	5,98	6,27	6,113
Воронежский кристаллический массив	35	2,61	2,75	2,671	5,75	7,26	6,426
Казахстан	54	2,55	2,74	2,613	5,15	6,50	6,061
Кавказ	18	2,48	2,74	2,632	4,98	6,50	6,094
Болгария	5	—	—	2,614	—	—	6,142
Северная Америка	16	2,62	2,69	2,644	6,10	6,68	6,325
Индия	2	—	—	2,665	—	—	6,475
О-в Шри Ланка (бывш. о-в Цейлон)	2	—	—	2,660	—	—	5,250
Гранодиориты							
Украинский щит	17	2,69	2,72	2,700	6,20	6,33	6,261
Воронежский кристаллический массив	1	—	—	2,710	—	—	6,550
Казахстан	15	2,61	2,87	2,747	6,05	6,66	6,378
Кавказ	9	2,55	2,85	2,714	5,90	6,88	6,487
Северная Америка	2	2,71	2,76	2,732	6,16	6,43	6,295
Японские о-ва	3	2,69	2,77	2,723	6,26	6,46	6,333
Породы среднего состава							
Украинский щит	43	2,67	2,85	2,748	6,22	6,50	6,422
Балтийский щит	8	2,76	2,89	2,806	6,43	6,56	6,474
Казахстан	43	2,61	2,90	2,736	5,74	7,02	6,373
Кавказ	7	2,59	2,94	2,800	6,15	7,04	6,664
Приморье	2	2,70	2,77	2,735	5,95	6,20	6,075
Камчатка	1	—	—	2,640	—	—	6,220
Сахалин	1	—	—	2,780	—	—	6,700
Северная Америка	3	2,76	2,91	2,822	6,49	6,60	6,563
Японские о-ва	3	2,93	2,96	2,943	6,66	6,94	6,783
Породы щелочного состава							
Балтийский щит	17	2,67	3,00	2,801	5,41	6,59	6,253
Кавказ	6	2,58	2,80	2,707	5,08	6,00	5,712
Гавайские о-ва	9	2,67	2,99	2,807	5,33	6,85	6,157
Породы основного состава							
Украинский щит	79	2,74	2,98	2,841	6,33	7,10	6,792
Балтийский щит	66	2,88	3,24	3,005	6,54	7,32	6,978
Воронежский кристаллический массив	40	2,74	3,47	2,935	5,84	7,60	7,153
Казахстан	50	2,64	3,13	2,932	5,78	7,56	8,843
Кавказ	28	2,25	3,00	2,650	4,50	7,13	5,916
Приморье	1	—	—	2,810	—	—	7,020
Камчатка	10	2,36	2,71	2,571	5,60	6,30	5,833

Регион, страна	Количество образцов	Плотность, г/см ³			Скорость, км/с		
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
Швеция	2	—	—	2,980	—	—	6,775
Альпы	2	2,93	3,06	2,993	7,24	7,55	7,393
Польша	1	—	—	3,010	—	—	6,240
Северная Америка	13	2,77	3,05	2,942	6,52	7,13	6,858
Индия	2	2,94	2,98	2,960	6,63	6,75	6,690
Южная Африка	2	2,81	2,98	2,892	7,13	7,16	7,145
Японские о-ва	1	—	—	3,110	—	—	7,020
Гавайские о-ва	16	2,44	2,88	2,684	5,16	6,39	5,880
Перидотиты							
Балтийский щит	31	3,27	3,34	3,287	7,77	—8,74	8,089
Воронежский кристаллический массив	1	—	—	3,040	—	—	6,120
Казахстан	9	2,95	3,30	3,148	7,33	8,18	7,744
Алдан	3	3,13	3,42	3,230	7,26	7,58	7,467
Кавказ	6	2,76	3,31	2,992	6,17	8,04	6,965
Приморье	2	3,33	3,42	3,375	7,02	7,30	7,160
Камчатка	9	3,03	3,21	3,177	5,70	7,30	6,750
Альпы	5	3,19	3,26	3,236	8,03	8,57	8,346
Северная Америка	48	3,20	3,36	3,296	6,30	9,06	8,026
Индия	4	2,75	3,17	3,022	6,82	7,11	6,984
Южная Африка	2	3,37	3,74	3,556	7,27	7,85	7,560
Японские о-ва	37	2,99	3,68	3,261	6,41	8,57	7,253
Гавайские о-ва	5	3,29	3,37	3,314	7,90	8,13	8,022
Новая Зеландия	1	—	—	3,258	—	—	7,860
Пироксениты							
Балтийский щит	26	3,16	3,31	3,238	7,04	8,40	7,712
Казахстан	22	2,99	3,84	3,331	6,76	7,99	7,519
Алдан	1	—	—	3,000	—	—	6,620
Кавказ	8	2,98	3,29	3,134	7,20	8,17	7,620
Приморье	1	—	—	3,330	—	—	7,600
Камчатка	5	3,06	3,27	3,168	7,02	7,90	7,456
Альпы	5	3,21	3,29	3,250	7,55	7,84	7,670
Северная Америка	17	3,21	3,31	3,265	7,49	7,97	7,771
Индия	3	3,25	3,28	3,260	7,62	7,85	7,763
Южная Африка	1	—	—	3,288	—	—	7,750
Японские о-ва	1	—	—	3,200	—	—	7,080
Гавайские о-ва	10	3,29	3,44	3,352	6,40	7,66	7,124
Эклогиты							
Казахстан	4	3,07	3,30	3,217	7,03	7,63	7,422
Алдан	3	—	—	3,333	—	—	8,280
Урал	37	3,03	3,39	3,216	7,00	8,40	7,846
Памир	3	2,91	3,38	3,070	7,49	7,75	7,663
Норвегия	19	3,23	3,64	3,477	7,46	8,62	8,170
Чехословакия	1	—	—	3,559	—	—	8,375
Польша	3	—	—	3,150	—	—	7,720
Северная Америка	40	3,28	3,53	3,380	7,35	8,45	7,999
Индия	3	3,15	3,58	3,407	7,42	8,30	7,731
Южная Африка	8	—	—	3,436	—	—	7,945

Регион, страна	Количество образцов	Плотность, г/см ³			Скорость, км/с		
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
Танзания	1	—	—	3,328	—	—	7,570
Японские о-ва	16	3,42	3,73	3,521	7,90	8,62	8,204
Гавайские о-ва	2	3,23	3,39	3,310	7,58	7,81	7,695
Тасмания	2	3,41	3,42	3,416	7,90	7,95	7,927
Гнейсы							
Украинский щит	48	2,73	3,09	2,892	6,28	6,96	6,564
Балтийский щит	41	2,51	3,06	2,755	5,00	7,40	6,256
Казахстан	25	2,59	2,95	2,701	5,93	6,82	6,343
Алдан	2	2,67	2,70	2,685	6,00	6,78	6,390
Урал	1	—	—	2,94	—	—	7,15
Кавказ	17	2,64	2,85	2,689	5,90	6,85	6,318
Альпы	12	2,72	3,14	2,945	5,67	7,75	6,916
Румыния	1	—	—	2,640	—	—	6,00
Северная Америка	17	2,64	3,74	2,892	6,18	7,27	6,521
Индия	3	2,68	3,08	2,850	5,35	5,55	5,50
Сланцы							
Балтийский щит	38	2,69	3,16	2,944	5,70	9,03	6,732
Воронежский кристаллический массив	8	2,74	3,22	2,822	5,90	6,60	6,175
Казахстан	52	2,57	3,11	2,782	5,12	7,33	6,385
Алдан	12	2,63	3,23	3,046	6,19	7,75	6,935
Кавказ	15	2,67	2,96	2,781	5,78	6,90	6,432
Сахалин	3	—	—	3,010	7,07	7,52	7,350
Альпы	6	2,73	2,75	2,745	5,61	6,77	6,362
Северная Америка	10	2,73	3,19	2,851	6,02	7,41	6,627
Амфиболиты							
Балтийский щит	24	2,80	3,36	3,128	6,47	7,92	7,239
Воронежский кристаллический массив	10	2,75	2,92	2,897	6,95	7,10	6,980
Казахстан	22	2,85	3,15	3,003	6,15	7,62	6,946
Алдан	2	3,14	3,52	3,330	7,50	7,61	7,555
Урал	2	3,22	3,28	3,250	7,40	8,25	7,825
Кавказ	14	2,74	3,03	2,975	5,40	7,70	6,913
Камчатка	4	3,08	3,20	3,133	7,30	7,70	7,475
Альпы	6	3,02	3,08	3,053	6,83	7,22	7,032
Румыния	1	—	—	3,180	—	—	5,830
Северная Америка	5	3,03	3,26	3,116	7,04	7,56	7,294
Гранулиты							
Балтийский щит	2	2,82	2,92	2,860	6,51	7,08	6,795
Казахстан	15	2,59	3,14	3,030	5,46	7,29	6,734
Алдан	6	2,60	3,20	2,877	6,40	7,02	6,650
Альпы	27	2,73	3,13	2,990	6,58	7,50	7,146
Северная Америка	38	2,71	3,30	2,964	6,44	7,31	6,910
Гавайские о-ва	1	—	—	2,63	—	—	5,51

Регион, страна	Количество образцов	Плотность, г/см ³			Скорость, км/с		
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
Метаосновные породы							
Балтийский щит	25	2,89	3,12	3,024	6,23	7,28	6,752
Воронежский кристаллический массив	7	—	—	2,740	—	—	6,050
Северная Америка	10	2,88	3,17	3,000	6,64	7,18	6,912
Зеленокаменные породы							
Балтийский щит	2	—	—	2,93	6,61	6,77	6,690
Урал	2	—	—	2,64	6,11	6,15	6,130
Чарнокиты							
Украинский щит	96	—	—	2,756	—	—	6,427
Алдан	2	3,07	3,09	3,080	7,10	7,18	7,140
Северная Америка	3	2,71	2,73	2,737	6,43	6,44	6,473
Индия	1	—	—	2,740	—	—	6,360
О-в Шри Ланка (бывш. о-в Цейлон)	2	2,84	3,30	3,070	5,80	6,60	6,200
Серпентиниты							
Балтийский щит	4	2,82	3,18	2,960	6,32	6,99	6,598
Казахстан	9	2,58	3,43	2,873	5,66	7,27	6,447
Кавказ	18	2,41	3,00	2,651	4,46	7,19	5,772
Сахалин	1	—	—	2,800	—	—	6,670
Чехословакия	3	2,60	2,88	2,773	5,83	6,33	6,163
Северная Америка	12	2,52	3,19	2,867	4,91	7,57	6,583
Индия	7	2,27	2,80	2,621	4,10	6,50	5,630
Японские о-ва	7	2,73	3,04	2,844	5,90	7,15	6,593
Гуфы							
Балтийский щит	2	2,82	2,83	2,825	5,95	5,99	5,970
Воронежский кристаллический массив	2	2,64	2,78	2,710	5,80	6,60	6,200
Казахстан	20	2,59	3,00	2,736	5,80	6,59	6,261
Другие породы							
Балтийский щит	3	2,61	2,76	2,667	6,08	6,47	6,217
Казахстан	12	2,57	2,85	2,643	5,55	6,72	5,980
Урал	3	—	—	2,770	5,91	6,14	6,050
Кавказ	10	2,13	2,66	2,402	4,80	6,03	5,513
Северная Америка	4	2,63	2,71	2,665	6,14	6,24	6,197
Новая Зеландия	1	—	—	2,679	—	—	5,980

В целом же область распространения гранитов явно смещена влево от общей регрессии $I-I$ (рис. 10, 11). При этом наибольшее уменьшение плотности отмечается у гранитов Индии, Воронежского кристаллического массива и Америки (рис. 10, 11).

Гранодиориты (рис. 10) как бы «оторачивают» область распространения гранитов сверху и справа, обладая в среднем большими \bar{v} и $\bar{\rho}$. И здесь характерным оказался достаточно узкий диапазон изменения $\bar{\rho}$ и \bar{v}_{400} (табл. 9). Все средние значения для гранодиоритов оказались

слева от линии $I-I$, однако если для гранодиоритов Украинского щита, Казахстана, Северной Америки и Японии, имею-

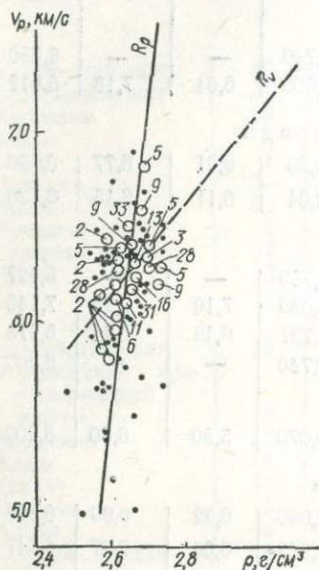


Рис. 11. Регрессии R_p и R_v для гранитов

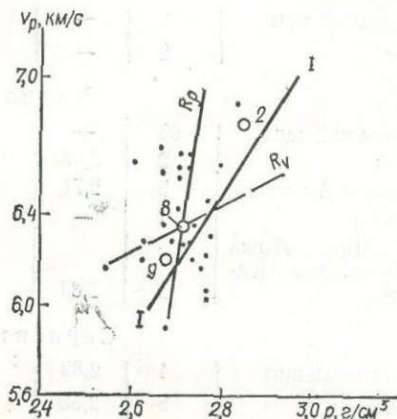


Рис. 12. Регрессии R_p и R_v для гранодиоритов

щих несколько меньшие плотности, это смещение не велико, то для гранодиоритов Кавказа и Воронежского кристаллического массива оно достигает $0,10 \text{ г/см}^3$ (рис. 10). Однако некоторые образцы имеют повышенные плотности при пониженной скорости (рис. 12). Этим, очевидно, и можно объяснить низкий коэффициент корреляции (всего $0,24$) у гранодиоритов (табл. 7). В целом регрессия R_p для гранодиоритов идет почти параллельно регрессии R_p для гранитов, смещаясь вправо приблизительно на $0,07 \text{ г/см}^3$ (рис. 6).

Породы среднего состава. Регрессия R_p для этих пород, куда отнесены диориты, порфириды и другие разновидности пород среднего состава, имеет больший наклон, чем у гранитов и гранодиоритов (рис. 6, 13) и для них характерны несколько большие значения \bar{v} и $\bar{\rho}$, чем для последних (табл. 7). Но в отдельных регионах для этих пород отмечаются и довольно высокие значения $\bar{\rho}$ (г/см^3): для Японских о-вов $2,943$; для Северной Америки $2,822$; Балтийского щита $2,806$

при диапазоне изменения v от 6,075 км/с на Дальнем Востоке до 6,783 км/с на Японских о-вах (табл. 9). Средние параметры этих пород для различных регионов имеют достаточно большой разброс относительно регрессии $I-I$. Осредненные параметры для средних пород оказались также смещенными влево от линии $I-I$ (рис. 13).

Таким образом, для кислых и средних пород характерным оказалось смещение осредненных параметров влево от регрессии $I-I$ в сторону их увеличения при уменьшении кислотности магматических пород. Поэтому были получены регрессии для совокупности кислых и средних пород по всем регионам (табл. 8, рис. 14) и отдельно для некоторых регионов (табл. 10).

Естественно, что средние параметры совокупности кис-

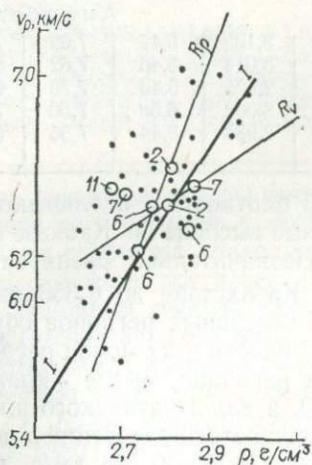


Рис. 13. Регрессии R_0 и R_0 для пород среднего состава

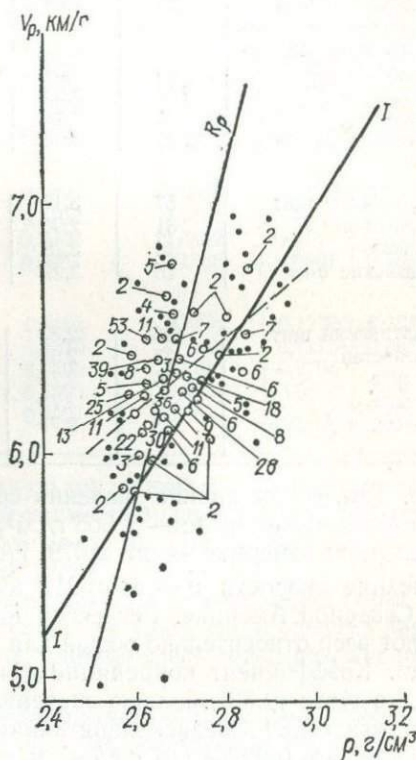


Рис. 14. Регрессии R_0 и R_0 для гранитов, гранодиоритов и пород среднего состава

лых и средних пород оказались смещенными влево от регрессии $I-I$ на величину $-0,073$ г/см³. Благодаря большей крутизне регрессии R_0 для совокупности кислых и средних пород по сравнению с регрессией $I-I$ это смещение увеличивается при $v > 6,286$ км/с и уменьшается при меньших скоростях, становясь положительным при $v < 5,87$ км/с (рис. 14).

Рассмотрение регрессий R_0 и R_0 для отдельных регионов (табл. 10) на фоне общей для кислых и средних пород регрессии (рис. 15) показывает, что средние параметры лежат достаточно куч-

Таблица 10. Корреляционные зависимости между плотностью ρ_0 и скоростью

Регион, страна	Количество образцов	Плотность, г/см ³			Скорость, км/с		
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
Породы кислого							
Украинский щит	404	2,61	2,85	2,666	6,12	6,50	6,293
Балтийский щит	25	2,58	2,89	2,681	5,98	6,56	6,228
Воронежский кристаллический массив	36	2,61	2,75	2,672	5,75	7,26	6,436
Казахстан	112	2,55	2,90	2,678	5,15	7,02	6,212
Кавказ	34	2,48	2,94	2,679	4,98	7,04	6,299
Северная Америка	21	2,62	2,91	2,679	6,10	6,68	6,356
Породы ультраосновного							
Балтийский щит	57	3,16	3,34	3,265	7,04	8,74	7,926
Казахстан	31	2,95	3,84	3,278	6,76	8,18	7,584
Кавказ	14	2,76	3,31	3,073	6,17	8,17	7,339
Гавайские о-ва	15	3,29	3,44	3,339	6,40	8,13	7,422
Амфиболиты							
Балтийский щит	26	2,80	3,36	3,108	6,47	7,92	7,204
Казахстан	37	2,56	3,15	3,014	5,46	7,62	6,860
Кавказ	14	2,74	3,03	2,975	5,40	7,70	6,913
Альпы	33	2,73	3,13	3,002	6,58	7,50	7,132
Северная Америка	43	2,71	3,30	2,981	6,44	7,56	6,950

но. Так, самые низкие значения средней плотности ρ наблюдаются на Украинском щите — 2,666 г/см³, а самые высокие на Кавказе и в Северной Америке — по 2,679 г/см³. Незначительно разнятся и средние скорости \bar{v} — от 6,212 км/с в Казахстане до 6,356 км/с в Северной Америке. Регрессии R_ρ для отдельных регионов образуют веер относительно общей для совокупности этих пород регрессии. Коэффициент корреляции для всех регионов, кроме Украинского щита (0,32), больше значения 0,50, а для Балтийского щита достигает 0,89. Среднеквадратичная погрешность определений ρ по v составляет 0,022—0,075 г/см³ и v по ρ — 0,083—0,228 км/с, что меньше, чем в среднем для других типов пород.

Щелочные породы. К настоящему времени изучены только отдельные образцы с Балтийского щита [35, 93], Кавказа [164] и Гавайских о-вов [467]. В целом обладая повышенной, даже по сравнению с породами среднего состава, плотностью, щелочные образования характеризуются пониженной скоростью (табл. 7, рис. 16). Поэтому как для всех образцов, так и для каждого из изучаемых регионов (табл. 9) средние параметры щелочных пород оказались расположенными значительно правее общей регрессии $I-I$. Характерно, что если значения плотности достигают 3,00 г/см³ [35] при минимальных значениях 2,58 г/см³ [164], то скорости достигают лишь 6,85 км/с [133], а для Кавказа ни один образец не имеет $v > 6,00$ км/с при минимальном значении 5,08 км/с. Таким обра-

продольных волн v_{400} по различным регионам некоторых других групп пород

Регрессия		Коэффициент корреляции	Оценка коэффициента корреляции	Среднеквадратичские ошибки определения			
$\rho_0 = f(v_{400})$	$v_{400} = f(\rho_0)$			D_ρ	D_v		
и среднего состава							
+1,8247	+0,1337	+4,1998	+0,7853	0,3205	0,0448	0,0447	0,1083
-0,1164	+0,4491	+1,4387	+1,7866	0,8909	0,0430	0,0417	0,0831
+2,3673	+0,0473	-14,8151	+7,9542	0,5982	0,1101	0,0215	0,2783
+1,8008	+0,1411	+0,7533	+2,0386	0,5303	0,0685	0,0739	0,2807
+1,5004	+0,1871	-1,1784	+2,7915	0,7122	0,0871	0,0749	0,2877
+0,7650	+0,3014	+3,1904	+1,1817	0,5660	0,1602	0,0618	0,1223
ного состава							
+2,6661	+0,0756	-8,5990	+5,0611	0,6093	0,0848	0,0273	0,2231
Отсутствует		+6,4749	+0,3384	0,1100	0,1834	—	0,3523
+1,0991	+0,2689	-2,4703	+3,1923	0,9202	0,0442	0,0745	0,2567
+3,7382	-0,0573	+31,3123	-7,1542	0,5807	0,1838	0,0401	0,4621
и гранулиты							
+1,7064	+0,1946	+1,9888	+1,6781	0,5463	0,1432	0,1230	0,3614
+2,0524	+0,1401	+2,2607	+1,5261	0,4370	0,1367	0,1116	0,3848
+2,8354	+0,0029	Отсутствует		0,402	0,2882	0,0795	—
+1,1013	+0,2665	+1,0714	+2,0188	0,7233	0,0856	0,0674	0,1854
-0,3695	+0,4821	+3,9231	+1,0152	0,6907	0,0817	0,1314	0,1908

зом, щелочные породы имеют четкую тенденцию к увеличению плотности по сравнению с любыми другими породами с теми же значениями скоростей продольных волн (рис. 6). При $v_{cp} = 6,124$ км/с это смещение достигает +0,0928 г/см³.

Основные породы. Общая регрессия R_ρ для этих пород (табл. 7) достаточно близка к общей регрессии $I-I$ (рис. 17), а средние параметры лежат почти на линии $I-I$. Однако здесь четко различаются следующие группы пород.

1. Базальтоиды и основные лавы Кавказа [30, 76, 164], Камчатки [357, 360] и Гавайских о-вов [467] характеризуются низкими значениями плотностей ρ (табл. 9 и 11). Скорости в этих образованиях также понижены. Средние параметры основных образований этих регионов располагаются достаточно кучно около линии $I-I$, но характеризуются скоростями даже меньшими, чем кислые породы.

2. Большая часть образцов основных пород имеет v в диапазоне 6,50—7,30 км/с (рис. 17). Значения ρ этих образований находятся в основном между 2,90 и 3,10 г/см³, но отдельные образцы с Воронежского кристаллического массива [285, 343] и Балтийского щита [89, 94] имеют плотности соответственно до 3,47 и 3,24 г/см³.

Средние плотности для большинства регионов основных пород (табл. 9) лежат в пределах 2,90—3,00 г/см³ при скоростях \bar{v} от 6,775 до 7,153 км/с. Исключение составляют основные породы Украинского щита, у которых лабрадориты (32 определения) имеют

пониженные плотности $\bar{\rho} = 2,787 \text{ г/см}^3$ при $\bar{v} = 6,93 \text{ км/с}$ [231], что в целом и понизило плотность основных пород до $2,841 \text{ г/см}^3$.

Рассматривая регрессии R_p для различных типов основных пород этой группы, отметим, что регрессия для Украинского щита оказалась как бы частью регрессии для Кавказа и расположена левее регрессии для всех основных пород (рис. 18). Регрессия для Казахстана очень близка к регрессии $I-I$ и параллельна ей при некотором смещении вправо от регрессии для всех основных пород.

Регрессия R_p для основных пород Балтийского щита имеет очень

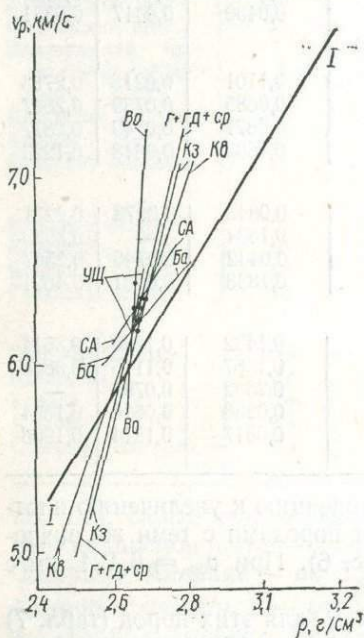


Рис. 15. Сравнение регрессий R_p для гранитов, гранодиоритов и пород среднего состава разных регионов со средней регрессией R_p для этих пород всех регионов (г + гд + ср). Буквы см. на рис. 6 и 10

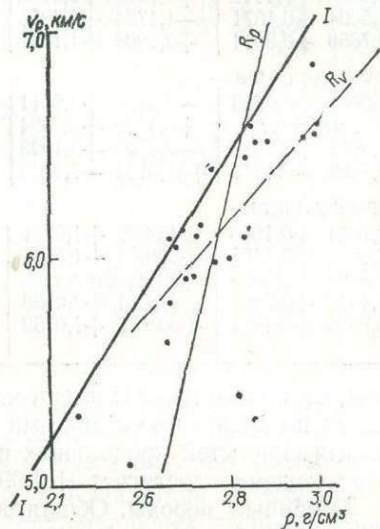


Рис. 16. Регрессии R_p и R_v для пород щелочного состава

маленький коэффициент b , пересекает под значительным углом зависимость $I-I$ (рис. 18), но до общей регрессии для основных пород не доходит. Средние параметры основных пород этого региона смещены вправо вверх от таковых для всех основных пород и расположены справа от линии $I-I$. Регрессия для Воронежского кристаллического массива имеет также малую величину коэффициента b , но большую среднюю скорость и пересекает регрессию $I-I$ и общую регрессию для основных пород (рис. 18). Особое положение занимает регрессия R_p для основных пород Северной Америки — она характеризуется отрицательным значением коэффициента b . Для этого региона отрицателен и коэффициент B для регрессии R_v . Это

4* Таблица 11. Корреляционные зависимости между плотностью ρ_0 и скоростью продольных волн v по различным регионам для некоторых разновидностей пород

Регион, страна	Количество образцов	Регрессия		Коэффициент корреляции	Оценка коэффициента корреляции	Среднеквадратические ошибки		
		$\rho_0 = f(v_{400})$	$v_{400} = f(\rho_0)$			D_ρ	D_v	
Породы основного состава								
Украинский щит	79	+1,5860 +0,1873	+2,1693 +1,6276	0,5439	0,0802	0,0754	0,2224	
Балтийский щит	66	+2,6192 0,0553	+5,8287 +0,3824	0,0766	0,1243	0,0690	0,1813	
Воронежский кристаллический массив	40	+2,3446 +0,0822	+0,2213 +2,3637	0,4160	0,1341	0,0413	0,2216	
Казахстан	50	+1,2881 +0,2402	-1,0763 +2,7011	0,8009	0,0517	0,0637	0,2135	
Кавказ	28	+1,3797 +0,2147	-3,3218 +3,4861	0,8595	0,0512	0,0937	0,3776	
Камчатка	10	—	—	—	—	—	—	
Северная Америка	13	+3,8588 -0,1336	+8,8290 -0,6700	0,0823	0,2995	0,0832	0,1863	
Гавайские о-ва	16	+0,9336 +0,2977	+0,8456 +1,8757	0,7259	0,1264	0,0949	0,2383	
Эклогиты								
Казахстан	4	+0,8136 +0,3239	+1,1521 +1,9488	0,6684	0,3912	0,0811	0,1990	
Урал	37	+2,0646 +0,1467	+1,4322 +1,9947	0,5219	0,1230	0,0800	0,2950	
Норвегия	19	+1,7739 +0,2084	+4,7939 +0,9710	0,3943	0,2048	0,1042	0,2250	
Северная Америка	40	+3,7680 -0,0485	+10,1412 -0,6367	0,0722	0,1614	0,0626	0,2601	
Японские о-ва	16	+0,2560 +0,3980	+1,0938 +2,0193	0,8886	0,0562	0,0463	0,1044	
Гнейсы								
Украинский щит	48	-0,2839 +0,4839	+1,1193 +1,8824	0,9534	0,0134	0,0461	0,0909	
Балтийский щит	41	+1,7829 +0,1554	+1,8806 +1,5878	0,4770	0,1237	0,1161	0,3712	
Казахстан	25	+1,8931 +0,1275	Отсутствуют	0,2911	—	0,0894	—	
Кавказ	17	+1,8941 +0,1258	+2,6511 +1,3638	0,3411	0,2282	0,0640	0,2107	
Альпы	12	+1,6462 +0,1878	-2,8110 +3,3028	0,7631	0,1321	0,0943	0,3955	
Северная Америка	17	-3,7971 +1,0257	+4,1026 +0,8364	0,9211	0,0391	0,1552	0,1401	
Сланцы								
Балтийский щит	38	+1,9104 +0,1536	-3,9244 +3,6232	0,7374	0,0771	0,0981	0,4767	
Казахстан	52	+1,5661 +0,1904	-0,6502 +2,5290	0,6864	0,0748	0,0951	0,3466	
Алдан	12	+1,5196 +0,2200	-0,5772 +2,4669	0,7050	0,1590	0,1181	0,3956	
Кавказ	15	+2,1687 +0,0952	+3,7357 +0,9694	0,1500	0,2711	0,1015	0,3238	
Северная Америка	10	+0,7106 +0,3248	-0,7588 +2,5781	0,9022	0,0703	0,0667	0,1878	

Примечание. Данные о плотностях ρ_0 и скоростях v_{400} приведены в табл. 9.

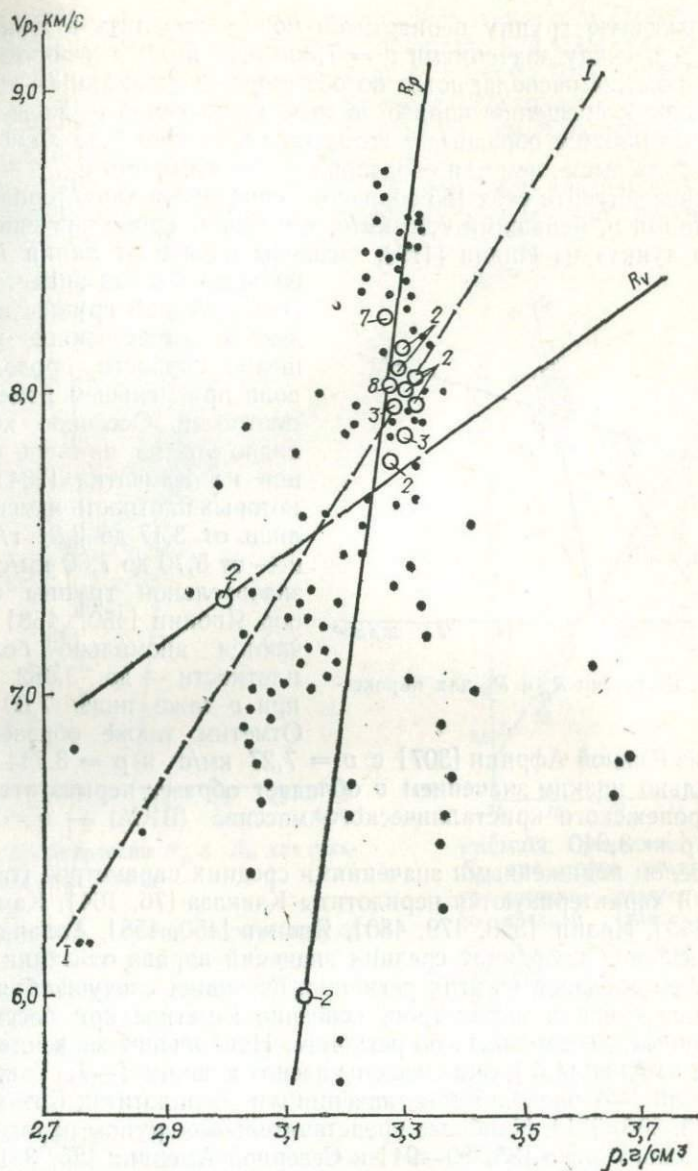


Рис. 19. Регрессии R_p и R_v для перидотитов

и для этих пород как бы обозначен плотностной барьер: плотностей, больших чем $3,33-3,34 \text{ г/см}^3$ при атмосферном давлении в этом скоростном диапазоне нет. В то же время при скоростях более $8,00 \text{ км/с}$ лишь у одного образца из Альп [437] плотность равна $3,19 \text{ г/см}^3$, а у остальных — не менее $3,23 \text{ г/см}^3$.

Следующую группу перидотитов можно выделить в диапазоне скоростей между значениями $v = 7,30\text{--}8,10$ км/с, в котором средние параметры располагаются по обе стороны от линии $I-I$, имея тенденцию к смещению вправо по мере уменьшения v . Более того, здесь появляются образцы, у которых ρ достигает $3,42$ г/см³, т. е. может быть выше, чем для образцов с более высокими v .

Свыше четверти всех 163 образцов перидотитов характеризуются значениями v , меньшими $7,30$ км/с, и все они, кроме значения для одного дунита из Индии [479], смещены вправо от линии $I-I$ и

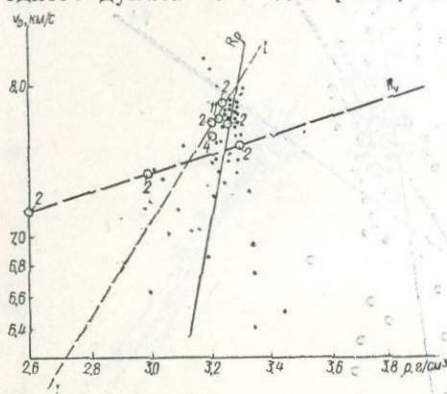


Рис. 20. Регрессии R_p и R_v для пироксенитов

и большей частью значительно. Для всей этой группы наблюдается существенное уменьшение скорости продольных волн при меньшем изменении плотности. Особенно хорошо видно это на примере образцов из Камчатки [234], для которых плотность изменяется лишь от $3,17$ до $3,21$ г/см³, а v — от $5,70$ до $7,30$ км/с. Для значительной группы образцов Японии [450, 458] отмечаются anomalously большие плотности — до $3,682$ г/см³ при v даже ниже $7,00$ км/с. Отметим также образец дунита из Южной Африки [307] с $v = 7,27$ км/с и $\rho = 3,744$ г/см³. Anomalously low value of v has the sample of peridotite [361] from the Voronezh crystalline mass (VKM) — $v = 6,120$ км/с; $\rho = 3,040$ г/см³.

В целом пониженными значениями средних параметров (табл. 9, рис. 10) характеризуются перидотиты Кавказа [76, 164], Камчатки [234, 360], Индии [398, 479, 480], Японии [450, 458], Алдана [239] при смещении координат средних значений вправо от линии $I-I$. Влиянием образцов из этих регионов, очевидно, следует объяснить снижение средних параметров, особенно заметное при рассмотрении данных, осредненных по регионам. Наибольшие значения в образцах из Альп [437], они смещены влево от линии $I-I$. Также левее линии $I-I$ расположены значения v в перидотитах Казахстана [35, 228, 350, 351]. Наиболее представительные группы перидотитов Балтийского щита [35, 89—94] и Северной Америки [25, 361, 397, 400, 417, 420, 466] имеют очень близкие средние значения — соответственно $8,089$ и $8,096$ км/с и $3,287$ и $3,296$ г/см³, которые расположены чуть левее регрессии $I-I$. Близкими к ним оказались и средние параметры для перидотитов Гавайских о-вов [413, 467], совпавшие с линией $I-I$.

Пироксениты. Эти ультраосновные породы (рис. 20) имеют много общего с перидотитами (табл. 7), но есть и определенные различия.

В целом плотности пироксенитов расположены в диапазоне 3,19—3,31 г/см³, причем при скоростях, больших 7,75 км/с, как бы существует плотностной барьер, равный 3,31 г/см³. Для некоторых образцов с Гавайских о-вов [25], Дальнего Востока [35], Казахстана [35, 163, 228, 351] при $v = 6,40-7,75$ км/с плотности выше 3,30 г/см³ и достигают 3,84 г/см³.

Образцов со значением $v > 8,00$ км/с всего два и расположены они слева от линии $I-I$. В диапазоне 7,75—8,00 км/с пироксениты

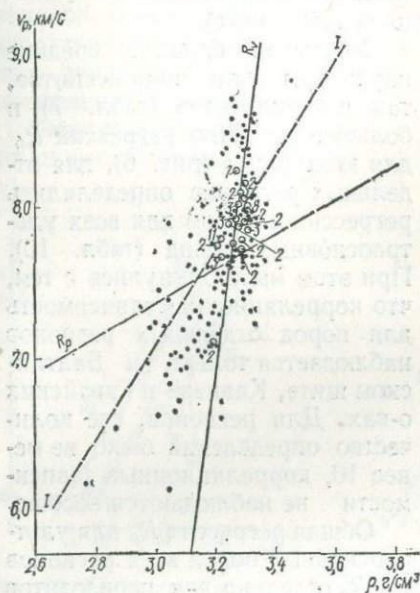


Рис. 21. Регрессии R_p и R_v для ультраосновных пород

достаточно кучно группируются по обе стороны от линии $I-I$, чуть смещаясь вправо. При $v = 7,00-7,75$ км/с большинство значений плотностей и скоростей образцов смещено вправо от линии $I-I$, и лишь значения ρ для четырех образцов пироксенита с Кавказа [35, 164] и одного из Казахстана [228] находятся слева от этой линии. Имеющиеся образцы с v , равной 6,40—7,00 км/с, значительно смещаются вправо не только от линии $I-I$, но и от регрессии R_p для пироксенитов (рис. 20).

При рассмотрении средних параметров для разных регионов (табл. 9) видно явное смещение их от регрессии $I-I$ вправо для пироксенитов Алдана [239, 275], Японских [450] и Гавайских о-вов [25] и Казахстана [35, 163, 228, 351], у которых понижены средние скорости. Меньшее, но отчетливое смещение вправо от линии $I-I$ наблюдается для пироксенитов Камчатки [360], Дальнего Востока

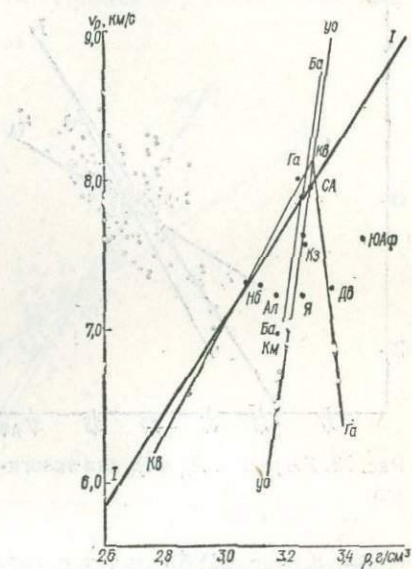


Рис. 22. Сравнение регрессий R_p для пород ультраосновного состава разных регионов со средней зависимостью R_p для этих пород всех регионов (y_0-y_0).

Буквы см. на рис. 6 и 10

[35], Альп [437], Южной Африки [307, 400], обладающих более высокими значениями v — до 7,75 км/с. Пироксениты Кольского п-ова [35, 79, 89—94], Северной Америки [25, 307, 397, 400, 417] и Индии [479, 480] имеют весьма близкие значения средних параметров и, при самых высоких v (около 7,80 км/с), расположены еще ближе к линии $I—I$. Лишь пироксениты Кавказа [35, 76, 164] оказались смещенными влево от регрессии $I—I$, обладая пониженной плотностью ($\bar{\rho} = 3,134$ г/см³) при достаточно высокой скорости ($\bar{v} = 7,620$ км/с).

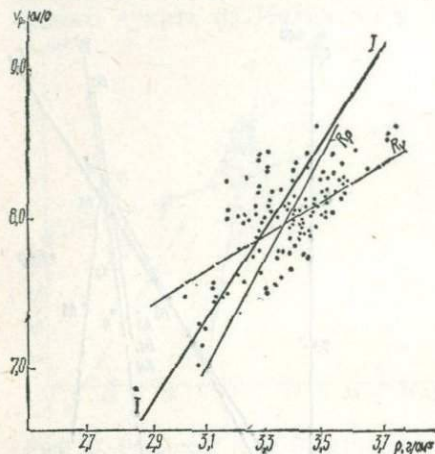


Рис. 23. Регрессии R_ρ и R_v для эклогитов

Учитывая близкие средние параметры как пироксенитов, так и перидотитов (табл. 7) и большое сходство регрессий R_ρ для этих пород (рис. 6), для отдельных регионов определялись регрессии в целом для всех ультраосновных пород (табл. 10). При этом мы столкнулись с тем, что корреляционная зависимость для пород отдельных регионов наблюдается только на Балтийском щите, Кавказе и Гавайских о-вах. Для регионов, где количество определений было не менее 10, корреляционные зависимости не наблюдаются вообще.

Общая регрессия R_ρ для ультраосновных пород всех регионов (табл. 8, рис. 21) близка к регрессиям R_ρ отдельно для перидотитов и пироксенитов (табл. 7, рис. 6). Полученные для отдельных регионов регрессии R_ρ относительно этой общей регрессии для ультраосновных пород (рис. 22) заняли различное положение: регрессия R_ρ для Балтийского щита почти совпадает с общей для ультраосновных пород, регрессия для Кавказа почти совпадает с линией $I—I$, а регрессия для Гавайских о-вов, имея отрицательный коэффициент b , уходит вправо вниз от пересечения линии $I—I$ и регрессии R_ρ для ультраосновных пород.

При рассмотрении средних параметров для ультраосновных пород (рис. 22) обратим внимание на следующее. В среднем для ультраосновных пород характерно смещение регрессий R_ρ вправо от линии $I—I$ на величину 0,076 г/см³. Но при этом осредненные параметры для Балтийского щита, Северной Америки и Альп при $\bar{v} = 7,93—8,01$ км/с весьма близки друг к другу и к точке пересечения линии $I—I$ с регрессией R_ρ для ультраосновных пород. Средние скорости для других регионов меньше, чем в целом для ультраосновных пород, при широком диапазоне изменения плотности. Наибольшее отклонение вправо от линии $I—I$ имеют ультраосновные

породы регионов, тяготеющих к Тихому океану (Камчатка, Дальний Восток, Японские и Гавайские о-ва), а также Южной Африки, но для последней известны только три определения. В то же время только ультраосновные породы Кавказа и Альп имеют средние параметры, немного смещенные влево от линии I—I.

Указанные особенности параметров ультраосновных пород, очевидно, свидетельствуют о том, что для этих образований начинается существенно сказываться влияние металлоидной составляющей минералов, о чем уже указывалось выше. Причем в разных регионах характеристики ультраосновных пород могут иметь существенные различия.

Эклогиты. Эти породы имеют явные отличия от других

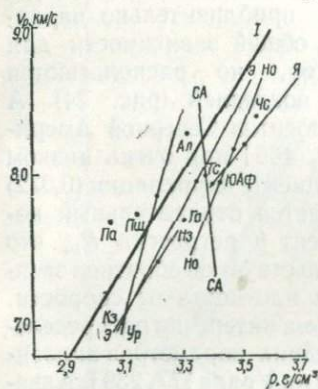


Рис. 24. Сравнение регрессий R_p для эклогитов разных регионов со средней регрессии R_p для этих пород всех регионов (э — э).

Буквы см. на рис. 6 и 10

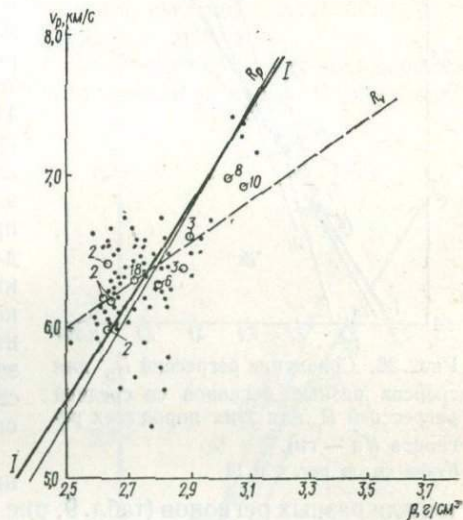


Рис. 25. Регрессии R_p и R_p для гнейсов

образований. В целом для эклогитов наблюдается широкое облако значений параметров (табл. 9, рис. 23). Однако плотностного барьера при $v \geq 8,00$ км/с, характерного для ультраосновных пород, в данном случае не наблюдается. Регрессия R_p для эклогитов идет существенно правее линии I—I и, в отличие от перидотитов и пироксенитов, не пересекается с ней. Скоростей, меньших 7,00 км/с, для эклогитов не отмечено, причем наименьшими значениями v характеризуются некоторые образцы из Урала [77] явно корового происхождения [239] и эклогитоподобная порода из Казахстана [351]. Если для остальных типов пород при пониженных для данных пород скоростях плотности повышены относительно регрессии для этих пород, то у эклогитов понижение величины параметров больше проявляется именно в плотности. Плотностью ниже, чем 3,10 г/см³, обладают только два образца эклогитоподобных пород с Памира

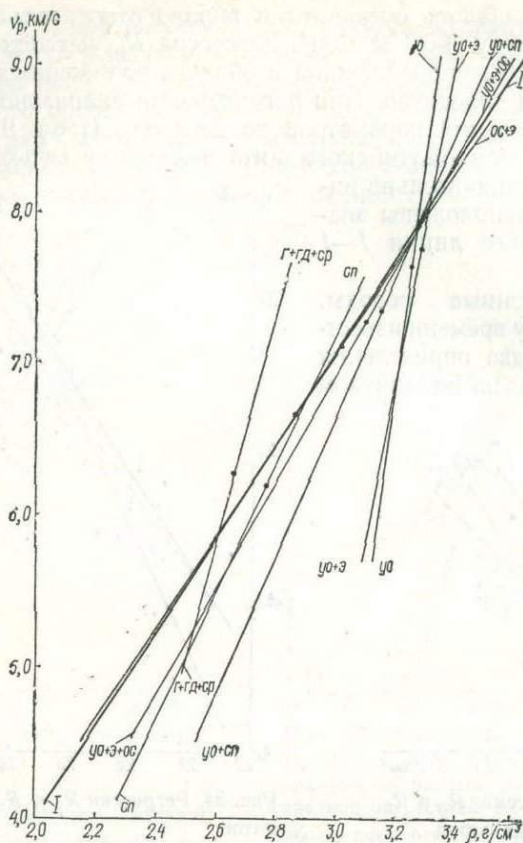


Рис. 35. Сравнение регрессий R_p объединенных групп пород различного состава. Буквы см. на рис. 6 и 10

плотности ($\bar{\rho} = 3,07 \text{ г/см}^3$) скорость продольных волн (6,20 км/с) явно низкая.

Серпентиниты. Как уже указывалось, серпентинизация ультраосновных пород приводит к значительному уменьшению плотности и скорости. Серпентиниты и серпентинизированные породы встречаются в различных регионах (табл. 9) и имеют весьма широкие диапазоны изменения значений v и ρ . Так, в Казахстане [35, 228, 239, 351] имеются серпентиниты с наибольшей плотностью ($3,43 \text{ г/см}^3$) и с весьма низкими значениями ρ ($2,58 \text{ г/см}^3$). Самая низкая плотность ($2,27 \text{ г/см}^3$) и наименьшая скорость ($4,10 \text{ км/с}$) установлена у серпентинитов Индии [35, 479]. А самая большая скорость ($7,57 \text{ км/с}$) для этих пород отмечена в Северной Америке [413]. С понижением скорости у серпентинитов наблюдается тенденция к смещению параметров вправо от линии I—I.

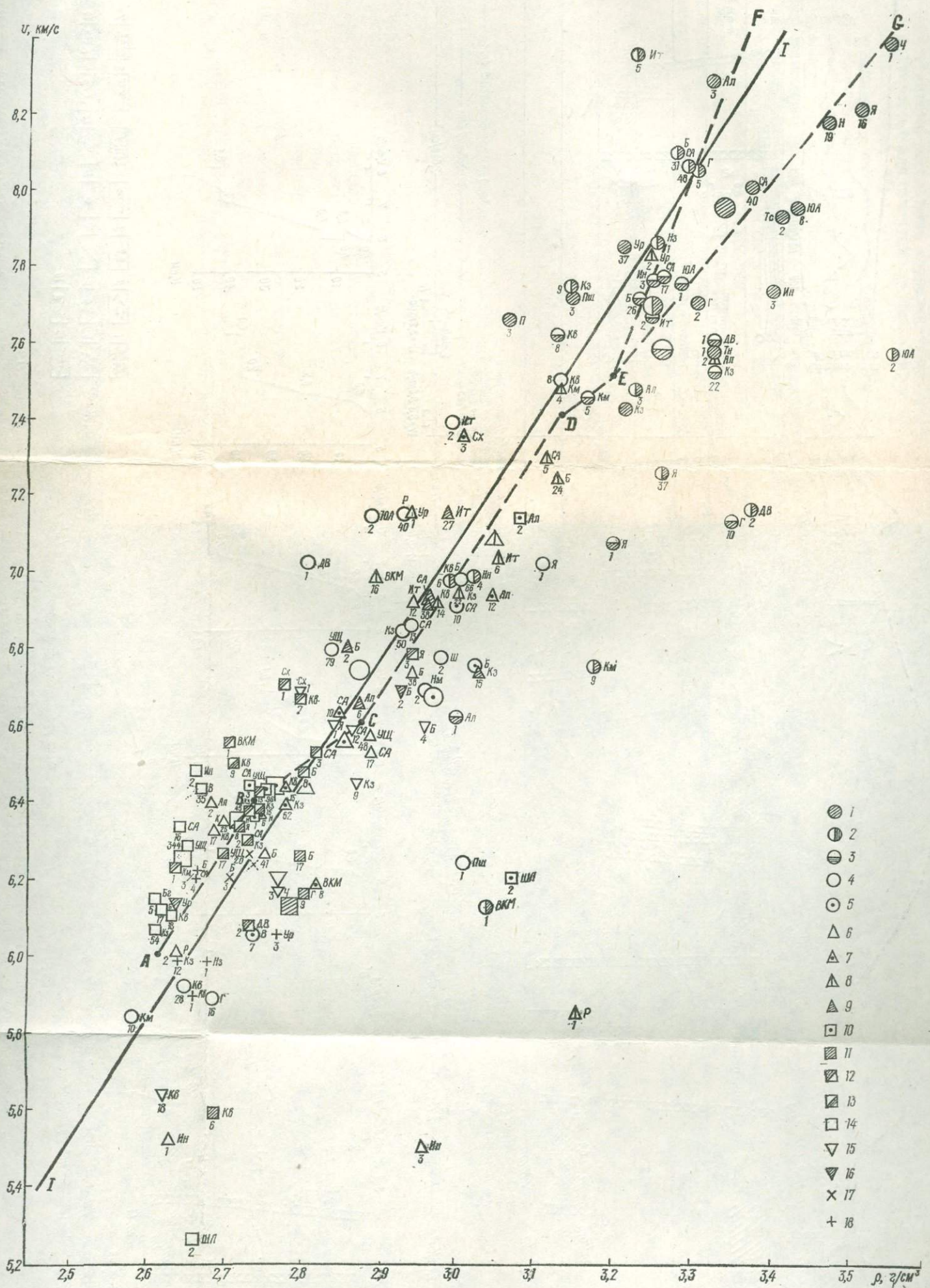


Рис. 10. Регрессия R_p для различных типов кристаллических пород консолидированной земной коры (σ при 400 МПа; ρ при 0,1 МПа) для разных регионов:

$I - I$ — линейная зависимость $\rho = 0,7269 + 0,3209 \sigma_{400}$; $ABCDEF G$ — корреляционная зависимость $\rho = f(\sigma)$ с учетом состава пород.
 Породы: 1 — эглогиты; 2 — перидотиты; 3 — пироксениты; 4 — габброиды, базальты и другие основные; 5 — метаосновные; 6 — гнейсы; 7 — сланцы; 8 — амфиболиты; 9 — гранулиты; 10 — чарнокиты; 11 — щелочные; 12 — диориты; 13 — гранодиориты; 14 — граниты; 15 — серпентиниты; 16 — зеленокаменные породы; 17 — туфы; 18 — экструзивные и другие. Крупными значками без индексов показаны средние параметры типов пород по всем регионам.
 Регионы: Ал — Алдан; ВКМ — Воронежский кристаллический массив; ДВ — Дальний Восток; Кв — Кавказ; Кз — Казахстан; Км — Камчатка; Б — Балтийский щит (Кольский п-ов); Сх — Сахалин; УЩ — Украинский щит; Ур — Урал; Бг — Болгария; Г — Гавайи; Ин — Индия; Ит — Италия; НЗ — Новая Зеландия; Н — Норвегия; Пш — Польша; Р — Румыния; СА — Северная Америка; Тн — Танзания; Тс — Тасмания; Ч — Чехословакия; Ш — Швеция; ШЛ — Шри Ланка; ЮА — Южная Африка; Я — Япония

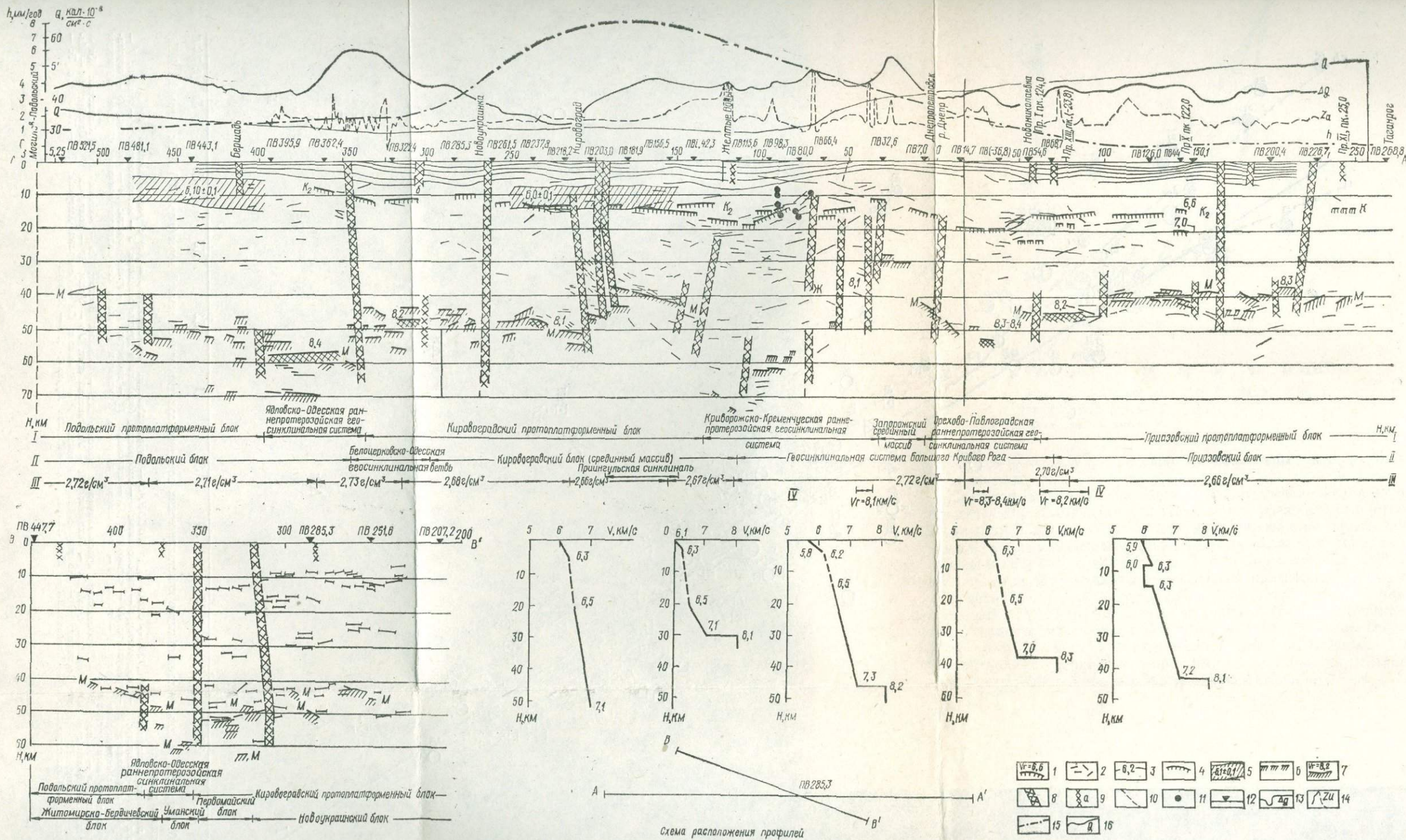


Рис. 42. Сейсмологические разрезы по профилю VIII Таганрог — Днепропетровск — Могилев-Подольский (AA') и профилю VIIa — Голованевск — Винница (BB').

1 — преломляющие горизонты с указанием значений граничной скорости (v_r в км/с); 2 — отражающие площадки; 3 — линии изоскоростей в кристаллической толще (км/с); 4 — протяженные отражающие горизонты в кристаллической толще; 5 — слой с пониженной скоростью (км/с) в кристаллической толще; 6 — отражающие границы раздела М; 7 — преломляющие границы М с указанием значений граничной скорости (км/с); 8 — глубинные и другие крупные разломы по данным ГСЗ; 9 — разломы по геологическим ГСЗ; 10 — второстепенные нарушения; 11 — точки дифракций; 12 — пункты взрыва; 13 — кривая Δg ; 14 — кривая Za ; 15 — кривая современных вертикальных движений земной коры (h); 16 — кривая теплового потока (Q); I—I — тектонические зоны по данным ГСЗ; II—II — тектонические зоны по геологическим данным; III—III — участки одинаковой плотности приповерхностных пород; IV—IV — участки раздела М, для которых определены значения граничной скорости

меньший коэффициент b , чем у общей регрессии, и очень близка к общей регрессии $I-I$ только в области высоких скоростей и плотностей, но отклоняется вправо при снижении этих параметров (рис. 35). Средние значения $\bar{\rho}$ и \bar{v} указанных совокупностей смещены вправо; величина этого смещения увеличивается по мере возрастания доли ультраосновных пород и эклогитов, но в любом случае не превышает $+0,076$ г/см³. Регрессия R_p для ультраосновных пород и эклогитов (табл. 8) оказалась весьма близкой к таковой для ультраосновных пород (рис. 35) и отличающейся от общей регрессии $I-I$.

§ 5. Зависимость $\rho_0 = f(v_{400})$

для всех типов пород
разных регионов

Выше были рассмотрены данные о связях плотности и скорости для различных типов пород в разных регионах. При интерпретации геофизических материалов, безусловно, представляет большой интерес и характеристика совокупности различных пород в конкретных регионах. Отдельно по регионам рассмотрены интрузивные и метаморфические (без серпентинитов) образования (табл. 12), а также все породы (табл. 13), где количество определений, как правило, составляло не менее 25 для региона.

Интрузивные породы. Для всех исследованных регионов, кроме Казахстана, коэффициент b регрессии R_p для этой группы пород меньше (хотя и незначительно), чем в целом для всех интрузивных пород (табл. 8 и 12). Наиболее близкими к общей регрессии $I-I$ оказались регрессии R_p для Казахстана, Балтийского щита и Северной Америки, а их средние параметры, хотя и отличаются между собой, но почти совпадают с линией $I-I$. Это вызвано, очевидно, тем, что в Казахстане больше доля кислых и средних образований, а в Северной Америке — ультраосновных и эклогитов. Средние параметры для Кавказа оказались самыми низкими и близкими к линии $I-I$, отклоняясь чуть влево от нее. Но коэффициент $b = 0,241$ регрессии R_p здесь уже меньше, чем для отдельных описанных выше регионов. Такой же коэффициент b характерен и для Украинского щита и ВКМ при существенном смещении средних параметров влево от линии $I-I$. Это обусловило левое смещение регрессии R_p для Украинского щита и ВКМ от общей регрессии $I-I$ (рис. 36). Самый маленький коэффициент $b = 0,127$ у интрузивных пород Альп, однако следует указать, что здесь имеется только 12 определений и очень высокие средние значения $\bar{\rho}$ и \bar{v} (табл. 12). Для интрузивных образований Японии, куда отнесено семь серпентинизированных перидотитов, и Гавайских о-вов, среди которых имеется один образец амфиболита, регрессии R_p полностью располагаются правее регрессии $I-I$ при смещении средних параметров вправо более чем на $+0,10$ г/см³ (рис. 36).

Метаморфические породы. Для этой группы пород в целом ха-

Таблица 12. Корреляционные зависимости между плотностью ρ_0 и скоростью

Регион, страна	Количество определений	Плотность, г/см ³			Скорость, км/с		
		мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.
		Магматические					
Украинский щит	482	2,61	2,98	2,694	6,12	7,10	6,375
Балтийский щит	166	2,58	3,34	3,023	5,41	8,74	7,110
Воронежский кристаллический массив	77	2,61	3,04	2,812	5,75	7,60	6,804
Казахстан	197	2,55	3,84	2,848	5,15	8,18	6,613
Кавказ	82	2,25	3,31	2,739	4,50	8,17	6,303
Альпы	12	2,93	3,29	3,202	7,24	8,57	7,906
Северная Америка	139	2,62	3,53	3,188	6,10	9,07	7,625
Японские о-ва	68	2,69	3,73	3,236	5,90	8,62	7,341
Гавайские о-ва	43	2,44	3,44	2,966	5,16	8,13	6,552
Метаморфиче							
Украинский щит	48	2,73	3,09	3,892	6,28	6,96	6,564
Балтийский щит	132	2,51	3,36	2,933	5,00	9,03	6,681
Воронежский кристаллический массив	25	2,74	3,22	2,829	5,90	7,10	6,462
Казахстан	114	2,57	3,15	2,839	5,12	7,62	6,530
Алдан	24	2,60	3,52	3,000	6,00	7,75	6,888
Кавказ	46	2,64	3,03	2,806	5,40	7,70	6,536
Альпы	51	2,72	3,14	2,958	5,61	7,75	6,990
Северная Америка	83	2,64	3,74	2,941	6,02	7,56	6,800

Таблица 13. Корреляционные зависимости между плотностью ρ_0 и скоростью

Регион, страна	Количество определений	Плотность, г/см ³			Скорость, км/с		
		мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.
		Магматические					
Украинский щит	627	2,61	3,09	2,719	6,12	7,10	6,397
Балтийский щит	307	2,51	3,36	2,978	5,00	9,03	6,903
Воронежский кристаллический массив	104	2,61	3,47	2,814	5,75	7,60	6,710
Казахстан	352	2,55	3,84	2,832	5,12	8,18	6,540
Алдан	31	2,60	3,52	3,055	6,00	8,45	7,054
Кавказ	156	2,13	3,31	2,727	4,46	8,17	6,262
Камчатка	29	2,36	3,27	2,942	5,60	7,90	6,637
Альпы	63	2,72	3,29	3,004	5,61	8,57	7,164
Северная Америка	237	2,52	3,74	3,078	4,91	9,07	7,262
Японские о-ва	68	2,69	3,73	3,236	5,90	8,62	7,341
Гавайские о-ва	43	2,44	3,44	2,966	5,16	8,13	6,552
Балтийский щит с Норвегией и Шведией	328	2,51	3,64	3,007	5,00	9,03	6,976
Приморье, Камчатка, Сахалин, Японские и Гавайские о-ва	151	2,36	3,73	3,085	5,16	8,62	6,953

продольных волн v_{400} по различным регионам

Регрессия	Коэффициент корреляции	Оценка коэффициента корреляции	Среднеквадратичские ошибки определения	
			D_ρ	D_v
$\rho_0 = f(v_{400})$	$v_{400} = f(\rho_0)$			
породы				
+0,9408 +0,2751	+0,6773 +2,1145	0,7621	0,0191	0,0555
+0,9795 +0,2874	-1,8519 +2,9640	0,9225	0,0116	0,0849
+1,2786 +0,2253	-0,5320 -2,6090	0,7631	0,0482	0,0892
+0,5047 +0,3543	+0,7039 +2,0750	0,8566	0,0191	0,1318
+1,2199 +0,2409	-2,4461 +3,1947	0,8757	0,0261	0,1031
+2,1972 +0,1270	+0,8487 +2,2042	0,4561	0,2504	0,0921
+0,9131 +0,2984	-0,0111 +2,3949	0,8441	0,0246	0,1365
+1,3789 +0,2530	+1,9526 +1,6650	0,6423	0,0723	0,2105
+0,8630 +0,3210	-0,2837 +2,3044	0,8564	0,0416	0,1670
ские породы				
-0,2839 +0,4839	+1,1193 +1,8824	0,9535	0,0134	0,0461
+1,3900 +0,2305	-0,3308 +2,3921	0,7408	0,0397	0,1234
+1,8240 +0,1555	+0,1702 +2,2236	0,5634	0,1423	0,0980
+1,1816 +0,2539	+1,1666 +1,8889	0,6891	0,0496	0,1268
+0,7677 +0,3241	+1,6673 +1,7402	0,7377	0,0972	0,1488
+1,6154 +0,1822	+1,3053 +1,8642	0,5697	0,1018	0,1192
+1,3474 +0,2304	-1,1709 +2,7588	0,7926	0,0531	0,0807
+0,5094 +0,5076	+3,5069 +1,1189	0,7501	0,0489	0,1574

продольных волн v_{400} по различным регионам для всех типов пород

Регрессия	Коэффициент корреляции	Оценка коэффициента корреляции	Среднеквадратичские ошибки определения	
			D_ρ	D_v
$\rho_0 = f(v_{400})$	$v_{400} = f(\rho_0)$			
+0,5304 +0,3421	+1,6848 +1,7332	0,7696	0,0163	0,0563
+1,1639 +0,2629	-1,5607 +2,8417	0,8638	0,0145	0,1055
+1,5672 +0,1858	-0,3614 +2,5130	0,6795	0,0533	0,09676
+0,6981 +0,3263	+0,8180 +2,0204	0,8114	0,0182	0,1325
+0,8709 +0,3096	+0,5384 -2,1332	0,8054	0,0652	0,1386
+1,2270 +0,2396	-1,8843 +2,9867	0,8448	0,0231	0,1145
+0,9796 +0,2956	+0,8181 +1,9781	0,7546	0,0829	0,1978
+1,3268 +0,3342	-2,1038 +3,0847	0,8472	0,0361	0,0845
+0,7795 +0,3165	+0,2214 +2,2875	0,8502	0,0181	0,1478
+1,0789 +0,2530	+1,9526 +1,6650	0,6423	0,0723	0,2105
+0,8630 +0,3210	-0,2837 +2,3044	0,8564	0,0416	0,1670
+1,0270 +0,2839	-1,2780 2,7446	0,8823	0,0123	0,1107
+0,9709 +0,3041	+0,6116 +2,0553	0,7890	0,0309	0,1975

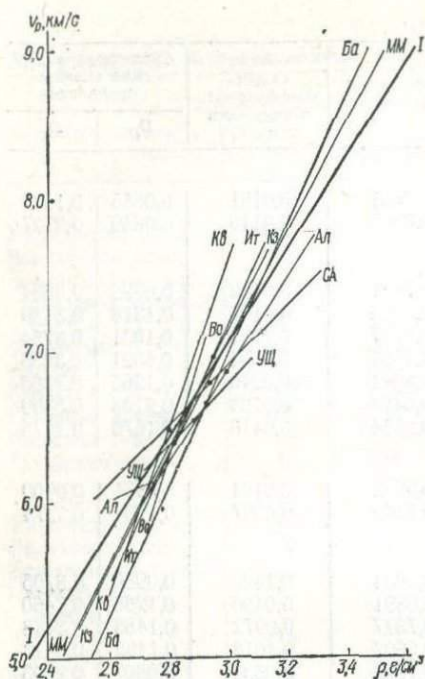


Рис. 37. Сравнение регрессий R_p для метаморфических пород разных регионов со средней регрессией R_p для этих пород всех регионов (ММ—ММ).
Буквы см. на рис. 6 и 10

может быть отсутствие среди изучаемых образований гранитоидов.

Для Украинского щита при значении коэффициента $b = 0,342$ вся регрессия R_p оказалась смещенной влево от линии $I-I$. Однако следует учитывать, что среди пород Украинского щита большей частью пока изучались различные гранитоиды, а по ультраосновным породам к моменту нашей статистической обработки данных не было.

Также резким смещением влево средних параметров $\bar{\rho}$ и \bar{v} отличается регрессия R_p для пород ВКМ, где коэффициент $b = 0,186$ оказался самым маленьким. Отметим также, что здесь не изучались пока породы со скоростями, большими 7,6 км/с.

Регрессии R_p для пород Кавказа и Альп характеризуются низкими значениями коэффициента b , составляющими 0,240 и 0,234. Также влево, хотя и незначительно, смещены средние параметры $\bar{\rho}$ и \bar{v} . При этом для Кавказа они самые низкие среди всех регионов, а для Альп — одни из самых высоких.

Характеристика регрессий R_p для пород Японии и Гавайских о-вов была дана выше, где отмечалось резкое их смещение вправо

Регрессия R_p для пород Балтийского щита характеризуется коэффициентом $b = 0,263$ и под очень острым углом пересекает линию $I-I$; при этом наблюдается очень незначительное смещение средних параметров вправо. Здесь следует отметить, что в пределах СССР на Балтийском щите эклогиты не изучались, но известны определения ρ и v для эклогитов Норвегии и Швеции. Учитывая общность геологического строения этих районов, была получена общая корреляционная зависимость R_p для всех пород Балтийского щита (табл. 13, рис. 38). Регрессия R_p при этом изменилась незначительно, но явно приблизилась к общей регрессии $I-I$.

Для небольшой коллекции пород Алданского щита средние параметры $\bar{\rho}$ и \bar{v} оказались еще выше, чем на Балтийском щите, и при близости коэффициента $b = 0,310$ к общей регрессии $I-I$ R_p смещена вправо от линии $I-I$. Одной из причин этого

При построении этой кусочно-линейной зависимости $ABCDEF(G)$ нами особое внимание обращалось на положение средних параметров наиболее распространенных типов пород в таких достаточно полно изученных регионах, как Казахстан, Балтийский щит, Северная Америка. Точки этой зависимости имеют следующие координаты:

	г/см ³	км/с
A — $\rho_0 = 2,62$	$\rho_0 = 2,62$	$v_{400} = 6,00$
B — $\rho_0 = 2,74$	$\rho_0 = 2,74$	$v_{400} = 6,40$
C — $\rho_0 = 2,88$	$\rho_0 = 2,88$	$v_{400} = 6,60$
D — $\rho_0 = 3,13$	$\rho_0 = 3,13$	$v_{400} = 7,40$
E — $\rho_0 = 3,20$	$\rho_0 = 3,20$	$v_{400} = 7,50$

В точке E общая зависимость разделяется на две ветви. Более крутая EF характерна для ультраосновных пород, и точка F имеет координаты $\rho = 3,40$ г/см³ и $v_{400} = 8,40$ км/с. Более пологая ветвь EG соответствует эколгитам, и точка G имеет координаты $\rho = 3,56$ г/см³ и $v_{400} = 8,40$ км/с.

§ 6. Оценка возможности определения плотности пород консолидированной земной коры и верхов мантии по значениям скорости продольных волн

Прежде всего остановимся на возможностях определения зависимости $\rho = f(v)$ непосредственно по результатам гравитационного моделирования глубинных структур, выявленных по данным ГСЗ. Еще в первых наших работах [208, 212, 214, 215], использованных затем Г. Т. Собакарем [298], было установлено, что при моделировании контрастных глубинных структур для удовлетворительного совпадения наблюдаемого и расчетного полей нужно снижать величину плотностного контраста между земной корой и верхней мантией. Аналогичные результаты позднее были получены многими исследователями [270, 440, 456, 501].

Одним из фундаментальных выводов при изучении как изостатических аномалий [13—16, 18, 86], так и закономерностей плотностных моделей [19, 182, 183, 202, 203] является то, что в целом различные достаточно крупные структуры — блоки земной коры — хорошо изостатически уравновешены. В связи с этим гравитационное поле при одинаковой высоте наблюдений весьма выположено, что наиболее отчетливо видно при рассмотрении спутниковых данных [128, 438], по которым не отмечается различий даже между регионами с континентальным и океаническим типом строения земной коры. По наземным съемкам при относительно ровном рельефе в аномалиях Буге (зависящих, как известно, от высоты измерений) гравитационные поля также достаточно сглажены и наблюдаются

лишь отдельные аномальные особенности, в первую очередь обусловленные неоднородностями строения земной коры.

Естественно, что достаточно выположенное поле легче компенсировать при меньших контрастах как в геометрии, так и в плотности разных структур. Поскольку диапазон изменения скорости между верхами консолидированной коры и разделом М по данным ГСЗ и плотностная характеристика верхов консолидированной коры определяются достаточно четко, то в расчетных плотностных моделях при наличии на разделе М скорости порядка 8,10—8,20 км/с плотность для верхов мантии стала снижаться. Обзор различных гравитационных моделей [202, 204] показал, что плотность мантии снижалась до 8,00—3,05 г/см³. Но этого никак нельзя объяснить экспериментальными данными по изучению физических свойств горных пород.

Следует подчеркнуть, что практически такие сложные структурные задачи, как изучение глубинного строения, не имеют единственного решения; взаимным изменением геометрии и плотности отдельных структур изучаемой среды можно получать эквивалентные решения [315, 319, 320, 322—325]. В связи с этим чисто формальное количественное совпадение наблюдаемого и расчетного полей еще не может служить критерием единственности решения по всем параметрам. Такое совпадение лишь значит, что найдено одно из множества эквивалентных решений. Поэтому любое полученное решение обязательно должно наилучшим образом соответствовать совокупности известных (из сейсмологии, изучения физических свойств, геотермии, магнитометрии, петрологии, геологии и др.) данных, по крайней мере не противоречить им. Поскольку указанный выбор плотности противоречит экспериментальным данным по изучению физических свойств — значит найденное решение ошибочно.

Очевидно, что если пользоваться не только геометрическими построениями по данным ГСЗ, а и скоростными разрезами, то легче добиться совпадения результатов сейсмологии и гравиметрии [63, 200, 271]. Так как существует мнение [270], что величину соотношения $\Delta\rho = b\Delta v$ можно определить именно по результатам моделирования, проанализируем более подробно такую возможность.

1. Прежде всего для количественного решения такой задачи необходимо получение на контрастных глубинных структурах достоверного изоскоростного разреза (что равносильно жесткому закреплению геометрии разреза). Это необходимое условие, так как а) разрез с субгоризонтальными изолиниями не создает аномального эффекта, б) любое изменение геометрии математически легко скомпенсировать соответствующим изменением в противоположную сторону соотношения $\Delta\rho = b\Delta v$, потому что аномальный гравитационный эффект прямо пропорционален как амплитуде структур, так и плотностному контрасту. К сожалению, при современном состоянии сейсмологии существующие системы годографов большей частью не могут обеспечить достаточную точность даже весьма схематичных построений, начиная с глубин более 10—15 км. К тому же получаемые

построения носят интеграционный характер, даже при выявлении скоростных неоднородностей возникают трудности в определении их местоположения из-за сложности и неоднозначности путей прохождения сейсмических волн. Резко снижают однозначность любых построений зоны волноводов в коре.

2. Очевидно, необходимо, чтобы переход от изоскоростного разреза к изоплотностному был произведен по выбранному единому соотношению $\Delta\rho = b\Delta v$ без внесения в разрез разрыва значений или неоднородностей только одного из параметров. Для суждения о величине коэффициента b целесообразно проведение расчетов при различной его величине.

3. Перед проведением подобных расчетов целесообразно вычислить гравитационный эффект от осадочного чехла и локальных структур верхней части коры и вычесть его из наблюдаемого поля для уменьшения погрешностей за счет неоднородностей верхней части земной коры, где можно использовать более достоверные экспериментальные сведения о плотностях пород.

Успешное решение поставленной задачи весьма затруднено необходимостью выполнения всех перечисленных условий. Принципиальными и трудновыполнимыми представляются условия первого пункта, а без их соблюдения нельзя надеяться на достоверность последующих расчетов.

В последнее время появились сообщения [270], что наилучшим значением коэффициента b , определенным в процессе гравитационного моделирования изоскоростных разрезов по профилям замкнутого контура юга СССР [63], является 0,2. При этом на разделе М опробовался разрыв плотностей в 0,10 и в 0,20 г/см³; последний признан более подходящим. Отметим, что ничем не объясняется, почему изоскоростной разрез не имеет разрывов, а в плотностном он введен, причем с величиной, соответствующей в последнем случае перепаду скоростей в 1,00 км/с. Таким образом, между поверхностью фундамента и породами ниже раздела М общий перепад скорости составил 2,00 км/с, а плотности — 0,60 г/см³, т. е. общий коэффициент соотношения составил не 0,20, а 0,30. Расчеты же с использованием коэффициента 0,30 без разрыва значений плотности либо с иными коэффициентами просто не проводилось. Исключения влияния верхней части земной коры, в том числе и осадочного чехла, имеющего четкую специфику соотношения $\rho = f(v)$ (установленную, например, для Донбасса), не производилось, поле подбиралось с точностью до первых десятков миллигал *.

Все это, а также противоречие с экспериментальными данными по изучению физических свойств пород консолидированной коры при высоких термодинамических параметрах, не позволяет принять рекомендации по выбору соотношения $\rho = f(v)$, только исходя из результатов моделирования.

Приведенные данные убедительно показывают, что существует

* В единицах СИ 1 мгл = 0,001 см/с².

достаточно четкая корреляционная связь между плотностью и скоростью продольных волн в различных горных породах, слагающих консолидированную земную кору и верхи мантии. Хотя для отдельных разностей пород наблюдаются широкие диапазоны изменения как скорости продольных волн (в том числе за счет анизотропии), так и плотности при перекрывании этих диапазонов, ширина этих диапазонов по мере повышения давления сужается. В то же время у отдельных образцов некоторых разностей пород различных регионов проявляется и другая тенденция — увеличение плотности при незначительном увеличении или даже снижении скорости продольных волн. Очевидно, это свидетельствует о «металлизации» указанных образцов. Характерно, что этого обнаруженного нами при анализе экспериментальных материалов явления не наблюдается в областях максимальных для данных разностей пород значений v . Для ряда образований, в первую очередь пористых и измененных, отмечается значительное уменьшение значений v при пропорционально меньшем изменении значений ρ . Поскольку параметры регрессий для определений плотности пород при атмосферном давлении существенно иные, чем наблюдаемые при давлениях, характерных для глубин земной коры и верхов мантии, то для определения плотностных параметров пород консолидированной земной коры и верхов мантии следует пользоваться только теми зависимостями, которые получены именно для этих образований при высоких давлениях.

Статистическая связь ρ с v позволила выявить, что по сравнению с общей зависимостью породы различного состава имеют определенную специфику зависимости $\rho = f(v)$. Некоторые особенности для этой зависимости отмечены и в различных регионах с разным типом строения земной коры континентального типа. Эти особенности большей частью имеют закономерный характер.

Породы определенного состава всегда имеют более крутой наклон регрессий R_p относительно общей регрессии $I-I$ (рис. 10). Наибольшая крутизна наблюдается у интрузивных пород; при этом отдельные регрессии смещаются вдоль линии $I-I$ от кислых к ультраосновным породам. Меньшей крутизной отличаются зависимости для различных метаморфических пород и эклогитов при той же тенденции смещения отдельных регрессий вдоль общей $I-I$ по мере нарастания основности пород. Поэтому регрессией, полученной для конкретного типа пород, нельзя пользоваться для другого типа пород и в целом для всей совокупности пород конкретного региона.

Средние параметры всех разновидностей пород располагаются достаточно близко к общей регрессии $I-I$ (рис. 10). При этом $\bar{\rho}$ и \bar{v} кислых разновидностей имеют тенденцию к смещению влево от регрессии $I-I$ (т. е. при идентичных с другими породами значениях v они характеризуются уменьшением плотности), а щелочных, ультраосновных пород и эклогитов — к смещению вправо от регрессии $I-I$. Среднеквадратичное отклонение средних параметров различных

типов пород относительно найденной регрессии не превышает $\pm 0,10$ г/см³, будучи в среднем менее $\pm 0,06$ г/см³.

Кристаллические образования платформ имеют регрессии R_p , весьма близкие к общей регрессии $I-I$ (рис. 38). В то же время для Украинского щита и Воронежского кристаллического массива наблюдается некоторое смещение средних параметров и регрессий влево от линии $I-I$, причем для ВКМ отмечается и весьма крутое положение регрессии R_p . Еще большее смещение влево имеют регрессии для горных сооружений Альп и Кавказа, а образования регионов, примыкающих к Тихому океану, характеризуются четким смещением своих регрессий вправо от регрессии $I-I$.

В целом средние параметры тех типов пород, которые наиболее полно изучены в конкретных регионах, ближе всего к своим регрессиям R_p по типам пород и к общей регрессии $I-I$. Самым большим разбросом, как правило, отличаются средние параметры пород, полученные по единичным измерениям (рис. 10).

Область распространения параметров ультраосновных пород при высоких значениях скорости ($v > 8,10$ км/с) имеет как бы плотностной барьер: значений ρ_0 (при атмосферном давлении), больших 3,34 г/см³, не наблюдается (рис. 21). Для эклогитов такого барьера нет; для этих пород по мере нарастания скорости до 8,60 км/с плотность возрастает до 3,60—3,70 г/см³ (рис. 23).

Обратим внимание также на следующие особенности.

А. Регрессии R_p для регионов, имеющие ограниченные в области низких или в области высоких параметров выборки, могут характеризоваться более крутым наклоном и смещением регрессии R_p относительно общей линии $I-I$. Наиболее ярко это видно для ВКМ (рис. 38), средние параметры которого располагаются близко к общей линии $I-I$, но где не правомочна экстраполяция в область высоких значений параметров.

В связи с этим вернемся к анализу данных табл. 3, где наряду с общими регрессиями по всем выборкам при соответствующих давлениях приведены данные для $P = 400$ МПа по ограниченным выборкам. Регрессии были получены по таким выборкам: 1) для образцов с $v_{400} \leq 7,50$ км/с, если таковы максимальные скорости пород, характерных для верхней части земной коры; 2) для образцов, имеющих $v_{400} \geq 7,00$ км/с в предположении, что именно таковы скорости образований, слагающих низы консолидированной коры и верхи мантии; 3) для образцов, у которых $v_{400} \geq 7,50$ км/с, что может быть характерно для пород переходной зоны от земной коры к верхней мантии. Средние параметры всех выборок весьма близки к регрессии $I-I$, отклонения по ρ составили всего соответственно $-0,009, +0,021$ и $+0,015$ г/см³. Но если воспользоваться регрессией R_p выборки при $v_{400} = 7,50$ км/с для определения плотности при $v_{400} = 6,00$ км/с, то получим ρ 2,911 г/см³, что на $+0,259$ г/см³ больше, чем по регрессии $I-I$. Это четко подчеркивает недопустимость экстраполяций регрессий, полученных по ограниченным выборкам.

Б. Согласно современным воззрениям [39—42, 48, 138—140, 239, 240, 267, 277, 299—303, 394, 483], главными составными компонентами верхов мантии могут быть ультраосновные породы и эклогиты, возможно, с некоторой долей базальтоидов. Значения граничных скоростей на разделе М в большинстве регионов весьма выдержаны и составляют $(8,1-8,2) \pm 0,2$ км/с, а сам раздел М характеризуется тонкослойной структурой [47, 48, 82, 98, 105—107, 109, 133, 135, 137, 145, 152—154, 187, 188, 192—194, 223, 266, 278, 279, 284, 305, 329, 331, 332, 334, 339, 341, 347, 376, 379, 439, 445, 470 и др.]. Хотя у отдельных изученных образцов v_{400} даже более 9,00 км/с, средние значения v перидотитов, пироксенитов и эклогитов (соответственно 7,686; 7,582 и 7,964 км/с при ρ_0 , равном 3,253; 3,263; 3,350 г/см³) ниже, чем граничные скорости на разделе М. Очевидно, такое расхождение связано с тем, что:

1) среди выносимых в верхние части земной коры пород более легкие (а значит, и обладающие меньшими скоростями) разновидности больше распространены, чем в мантийных образованиях; 2) часть исследованных образцов имеет коровое происхождение; 3) тонкая структура раздела М свидетельствует о том, что по данным ГСЗ регистрируются линзы с наибольшими скоростями в слоистой зоне перехода от земной коры к верхам мантии. В действительности же все эти факторы действуют в совокупности. В любом случае для пород верхней мантии при $v > 8,00$ км/с плотности ρ_0 должны быть больше, чем средние для ультраосновных пород и эклогитов, определенные по имеющимся измерениям (табл. 7, 8).

Нами при $P = 1000$ МПа и $v \geq 8,00$ км/с для 211 определений получены средняя скорость продольных волн $v_{1000} = 8,304$ км/с и средняя плотность при атмосферном давлении $\rho_0 = 3,335$ г/см³. При давлениях, характерных для верхов мантии, эта величина (табл. 5) должна быть увеличена до значений порядка 3,40 г/см³.

В. Наряду с давлением на значения плотности и скорости влияет и изменение температуры. Хотя широкое изучение влияния этого фактора на ρ и v только начинается, необходимо указать на следующее. При повышении температуры, как правило, снижаются и ско-

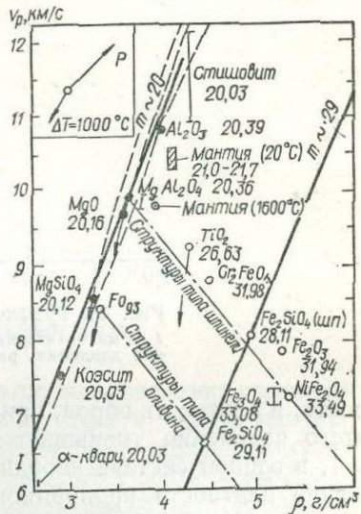


Рис. 39. Зависимость v от ρ для различных окислов и силикатов: 1 — минералы со средней атомной массой $m = 20$; 2 — направления перемещения фигуративных точек при изменении давления; 3 — влияние температуры при ее увеличении на 1000°C . Линия 1—1 соединяет значения v и ρ для минералов с $m = 20$ при $T = -1000^\circ\text{C}$ (по данным Ю. С. Генштафта и Ю. М. Шейнмана [97] с добавлениями С. С. Красовского)

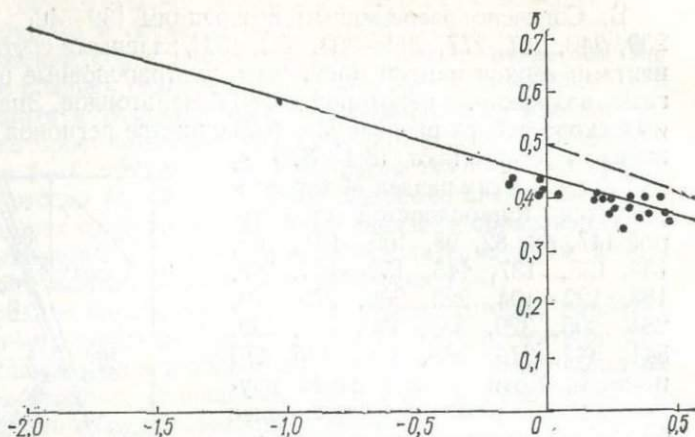


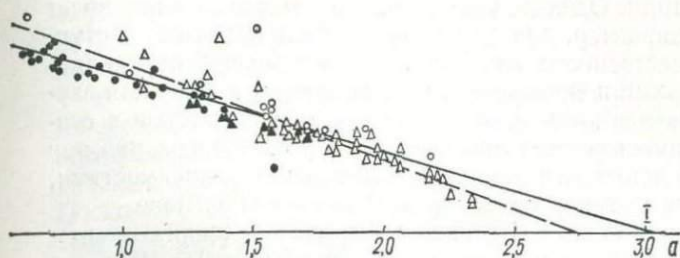
Рис. 40. Графическая зависимость между коэффициентами a и I — магматические и метаморфические породы при давлении, равном при давлении, равном 0,1 МПа; 4 — то же, при высоком давлении.

рость, и плотность пород, причем при повышении давления градиент этого изменения уменьшается. В любом случае, как показано в § 1, в единой системе координат при повышении температуры снижение плотности пропорционально меньше, чем скорости. Такое изменение показано на рис. 39 Ю. С. Геншафтом и Ю. М. Шейнманом. Уменьшение параметров, особенно плотности, невелико, но всегда в выбранной системе координат линия, соединяющая точки при высокой температуре (проведенная нами пунктиром), располагается правее зависимости, полученной при комнатной температуре.

Отсюда следует очень важный вывод, далеко не всегда учитываемый в практике выбора параметров при моделировании: в разогретых зонах земной коры и верхов мантии при одинаковом давлении и идентичных значениях скорости значение плотности будет больше, чем на поверхности или в менее нагретых блоках. Это значит, что если по данным ГСЗ для верхов мантии зарегистрирована одинаковая скорость (например, 8,2 км/с), то в более разогретом блоке такой скорости будут соответствовать более плотные породы (а не более легкие), чем в менее разогретом, хотя эта величина и не может превышать первые сотые доли г/см³.

Поскольку в большинстве континентальных регионов значения граничной скорости на разделе М достаточно выдержаны, то вряд ли можно предполагать значительные колебания температуры на уровне раздела М. Но в любом случае там более высокие температуры, чем в поверхностных условиях. Поэтому породы, слагающие эти зоны, при комнатной температуре (как обычно принято в экспериментальных данных, анализируемых нами) должны иметь более высокие значения скорости, чем дают материалы ГСЗ. Соответственно и плотность этих пород при комнатной температуре будет несколько выше: смещение параметров будет происходить от пунктир-

- 1
- 2
- △ 3
- ▲ 4



ρ , входящими в формулу $\rho = a + bv$:

0,1 МПа; 2 — то же, при высоком давлении; 3 — осадочные породы

ной к сплошной линии на рис. 39 обратно направлению стрелок. Таким образом, для разогретых зон низов коры и верхов мантии при использовании зависимости $\rho = f(v)$ значения плотности нужно выбирать, хотя и не намного (до первых сотых долей грамма на сантиметр кубический), но выше, чем при идентичных скоростях в более холодных, а тем более приповерхностных условиях.

Г. Весьма интересным оказалось и сравнение коэффициентов a и b регрессии $\rho = a + bv$, полученных разными авторами. Графическая зависимость для кристаллических и осадочных пород как при высоких термодинамических параметрах, так и для приповерхностных условий, полученная совместно с Г. М. Гейшериком [95], показывает весьма четкую линейную связь коэффициентов a и b (рис. 40). Очевидно, это обусловлено достаточной близостью средних значений ρ и v в исследованных выборках относительно истинной зависимости $\rho = f(v)$, что позволяет практически весьма точно по значению одного коэффициента определять значение другого.

Д. Полученные статистические зависимости определены по образцам из консолидированной коры континентального типа. Породы земной коры океанического типа могут иметь иные количественные характеристики. Об этом свидетельствуют параметры базальтоидов и габброндов, отобранных со дна океана [88, 409, 414—417, 421—423, 435, 436, 447, 486]. Так, значения \bar{v} и $\bar{\rho}_0$ у этих пород ниже, чем у образцов, отобранных на суше. Для 117 рассмотренных нами образцов при $P = 400$ МПа оказалось, что их $\bar{\rho} = 2,78$ г/см³, а $\bar{v} = 6,01$ км/с, т. е. они четко смещаются вправо от линии I—I. Поэтому необходимо специальное изучение зависимости $\rho = f(v)$ для пород земной коры океанического типа. Для всех регионов, тяготеющих к Тихому океану, также характерно некоторое смещение средних параметров вправо от общей регрессии I—I.

Выводы

1. При конструировании гравитационных моделей консолидированной земной коры и верхов мантии выбирать значения плотности в соответствии с соотношением $\rho = f(v)$ вполне можно по значениям скоростей продольных волн, рассчитанным по материалам сейсмометрии. Однако, учитывая, что это соотношение имеет интегрирующий характер, для приповерхностных объектов, доступных для непосредственного изучения, целесообразно определять плотности на основании экспериментальных данных именно для изучаемых пород. Зависимость между плотностью и скоростью в осадочных породах имеет свою специфику, и для этих образований при выборе значений плотности следует пользоваться зависимостями, характерными для конкретных пород в исследуемом регионе.

2. Для наиболее полно изученной выборки (в условиях комнатной температуры значения v измерены при давлении 400 МПа, а ρ при атмосферном давлении) в первом приближении следует пользоваться регрессией $I-I$ (14)

$$\rho_0 = 0,7269 + 0,3209v.$$

Более точной, видимо, является графическая зависимость $ABCDEF(G)$, представленная на рис. 10.

3. При давлениях в 100, 1000, 1500 МПа можно пользоваться регрессиями, приведенными в табл. 4, интерполируя значения плотности для промежуточных давлений. Но вполне можно использовать общую регрессию $I-I$ (14), вводя соответствующие поправки для определения ρ_x при давлениях $P = x$, используя для этого номограмму, приведенную на рис. 5.

4. Для конкретных регионов в соответствии с особенностями вещественного состава и спецификой их глубинного строения целесообразно вносить поправки согласно данным, приведенным в § 4 и 5.

5. Использование общей зависимости $I-I$ позволяет определять значения $\rho = f(v)$ с точностью до $\pm 0,05-0,10$ г/см³, особенно при введении соответствующих поправок.

6. Поскольку количественное влияние температуры, особенно в условиях высоких давлений, еще только начинает изучаться, пока можно сделать лишь качественные выводы. Повышение температуры незначительно снижает оба параметра, причем v пропорционально больше, чем ρ . Поэтому в разогретых зонах земной коры и верхах мантии должно происходить некоторое снижение как скорости продольных волн, так и плотности, причем относительно регрессии $I-I$ ρ будет уменьшаться не столь заметно, как v . В связи с этим в «разогретых» зонах по сравнению с более «холодными» при одинаковых значениях скорости величина плотности должна быть несколько выше, но не более первых сотых долей грамма на сантиметр кубический.

7. В низах земной коры и верхах мантии при идентичных значениях скоростей широкое развитие эклогитов обуславливает повы-

шение плотности (рис. 10, ветвь *EG*) по сравнению с ультраосновными породами (рис. 10, ветвь *EF*). При построении гравитационных моделей верхов мантии необходимо учитывать эту особенность и задаваться различными предположениями о составе пород этой зоны. При значениях $v = 8,10 \div 8,20$ км/с образования верхней мантии при термодинамических условиях, соответствующих этим глубинам, вероятно, имеют плотность порядка $3,40$ г/см³. Во всяком случае, эта величина не ниже $3,35$ г/см³, а при эклогитовом составе должна достигать $3,50$ г/см³ и более.

8. По мере возрастания оснóвности пород и степени метаморфизма образований наблюдается закономерное увеличение как скорости продольных волн, так и плотности при перекрывании диапазонов изменения этих параметров вдоль общей регрессии $I-I$ (рис. 2, 10). Поскольку и по данным сейсмометрии [43, 54, 109, 135, 187, 194, 235, 269, 272, 278, 305, 334, 379, 399, 445, 506 и др.] наблюдается градиентно-слоистое возрастание скорости с глубиной, в плотностных моделях также следует учитывать градиентно-слоистое нарастание плотности в том же направлении.

9. Оценка F -распределения (отношение дисперсий) показала, что при уровне значимости $0,05-0,01$ различия коэффициентов регрессий существенны [49] и в зависимости от типа пород и специфики региона целесообразно использовать не общую, а соответствующие частные регрессии. Даже для таких групп пород, как граниты, гранодиориты и диориты или лироксениты и перидотиты, если состав пород известен, следует пользоваться регрессиями для каждой породы, а не общей регрессией для всех гранодиоритов или всех ультраосновных пород.

Глава II. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АПРИОРНОЙ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И ВОЗМОЖНОСТИ ГРАВИМЕТРИИ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ

Практически с начала изучения глубинного строения земной коры исследователи столкнулись с необходимостью использования в процессе интерпретации априорной информации. Очевидно, что и методика, и технология моделирования должны учитывать принципиальные свойства изучаемой среды. Поэтому до решения методических и технологических вопросов гравитационного моделирования необходимо провести анализ параметров сейсмических моделей, используемых при этом, и данных петрологии о составе и распределении пород в консолидированной земной коре и верхах мантии.

Методы гравиметрии, обычно применяемые с целью изучения отдельных приповерхностных объектов, не обеспечивают успешного решения задач исследования глубинных структур. Поэтому при разработке методики расчета плотностных моделей глубинных структур оказалось необходимым рассмотреть трудности, с которыми встречаются интерпретаторы на практике, провести исследования некоторых теоретических моделей, сравнить гравитационный эффект от моделей глубинных структур при градиентно-слоистом нарастании плотности и моделей с постоянными плотностями в «гранитном» и «базальтовом» слоях, рассмотреть некоторые результаты опытно-методических исследований по гравитационному моделированию.

§ 1. Анализ параметров сейсмических моделей земной коры и верхов мантии, используемых при гравитационном моделировании

Наши представления о строении и составе земной коры формировались и уточнялись в значительной мере на основании анализа материалов сейсмологии и сейсмометрии. Началом таких исследований стало открытие в 1909 г. А. Мохоровичичем в результате изучения сейсмограмм землетрясений поверхности раздела между подошвой земной коры и верхней мантией. Именно это представление до настоящего времени лежит в основе гравитационных моделей, в которых приняты плотность всей консолидиро-

ванной коры постоянной, а плотностной скачок на границе М резким [126, 144, 369, 408, 411, 456, 505, 509 и др.]. В 1925 г. К. Конрад при анализе записей землетрясений выделил промежуточную границу, разделяющую земную кору на два слоя. Под влиянием идей Р. Дели, предположившего существование под континентами слоев сиала и симы, являющихся источниками соответственно гранитной и базальтовой магм (учитывая, что скорости в граните и базальте близки к таковым в выделенных слоях земной коры), по инициативе Г. Джеффриса (1926 г.), сейсмологами была принята двухслойная модель земной коры. Эти слои со скоростями, близкими к скоростям в граните и базальте, условно были названы соответственно «гранитным» и «базальтовым». С тех пор в гравиметрии часто рассматривают двухслойную модель земной коры, в которой принимаются плотности в «гранитном» и «базальтовом» слоях постоянными и соответственно равными 2,7 и 2,9 г/см³ или близкими к ним (до $\pm 0,1$ г/см³), и увеличение плотностей на поверхностях Конрада и Мохоровичича скачкообразное, большей частью 0,2 и 0,3—0,5 г/см³ [26, 45, 52, 185, 482, 499 и др.]. При количественной интерпретации исследователи фактически имеют сведения о плотностях и скоростях отдельных образцов пород только там, где эти параметры непосредственно измеряются. Значит, достоверные сведения известны только для верхней части земной коры до глубин, которые достигнуты бурением. Поскольку даже в пределах щитов глубокие скважины единичны, а во многих регионах скважинами еще не вскрыт консолидированный фундамент, скоростные и плотностные параметры пород земной коры изучаются преимущественно или только по данным геофизических наблюдений с использованием результатов экспериментальных исследований физических параметров. Определение плотностей пород, слагающих земную кору, непосредственно по данным гравиметрических съемок практически невозможно без привлечения целого ряда априорных данных. При этом могут быть использованы материалы других геофизических методов, и в первую очередь данные сейсмометрии, которые можно рассматривать как существенные регуляризаторы решения обратной задачи гравиметрии [200, 209, 216].

Практически любые расчеты гравитационных полей от структур земной коры всегда в значительной мере основываются на материалах сейсмического метода. Так, распространенным подходом к интерпретации гравитационного поля является следующий [27, 45, 52, 182, 183, 340, 365 и др.]. Наблюдаемые поля в аномалиях Буге или Фая после введения поправок за влияние приповерхностных структур считаются обусловленными изменениями в строении земной коры по отношению к некоторой «нормальной» модели. Предположив плотности «гранитного» и «базальтового» слоев и верхней мантии постоянными, а также постоянной мощность одного из слоев (или соотношение мощностей обоих слоев земной коры, часто принимаемое 1 : 1), соответствующими расчетами определяются глубины до поверхности К и М. Следовательно, поскольку при изучении

строения земной коры гравиметрическим методом используются данные сейсмометрии, то необходимо как можно полнее учитывать материалы ГСЗ, сейсмологии и т. д. о строении и распределении скоростей в земной коре. Поскольку интерпретация гравиметрических материалов основывается на связи плотностных и скоростных свойств пород земной коры и верхней мантии, представления о скоростной и плотностной моделях земной коры должны быть взаимосвязаны или по крайней мере не противоречить друг другу и современным геологическим и петрографическим данным.

Хотя уже первые работы ГСЗ, начатые в 1949 г. под руководством Г. А. Гамбурцева, показали значительную расслоенность консолидированной коры и наличие целого ряда границ с разными граничными скоростями, ранее все построения обычно сводились (пусть и с оговорками) к выделению двух слоев в кристаллическом фундаменте — «гранитного» и «базальтового» — с четким разделом.

Рассмотрим, каково же современное состояние представлений о сейсмической модели земной коры. В последние годы развитие взрывной сейсмологии, особенно в СССР, США и Японии, дало возможность существенно расширить наши познания о строении и скоростных характеристиках земной коры и верхней мантии [43, 45, 70, 81, 82, 101, 105—107, 109, 133, 135, 137, 154, 158, 160, 176, 192—194, 236, 266, 269—273, 281, 284, 296, 305, 329—334, 341—347, 372, 376, 379, 391, 399, 439, 445, 446—470, 474, 477, 498, 506]. В то же время, как отмечают И. П. Косминская и М. И. Давыдова [70], в связи со сложной структурой Земли детальность наблюдений, как правило, всегда бывает недостаточной для однозначного решения обратных задач структурной сейсмологии. Не останавливаясь на всех новых важных результатах, отметим самые существенные с точки зрения увязки гравитационной и сейсмической моделей.

Так, в результате указанных исследований была показана если не ошибочность, то во всяком случае схематичность заимствованной из сейсмологии скоростной модели земной коры, согласно которой она состоит из трех слоев — осадочного, «гранитного» и «базальтового».

Изучение разных типов волн, регистрируемых при ГСЗ (головных, рефрагированных, отраженных как до, так и за критическим углом, обменных, дифрагированных и др.), показало, что структура земной коры имеет сложный слоисто-блоковый характер с градиентными изменениями скоростей в слоях. Это позволило И. П. Косминской в 1968 г. [192], обобщив опыт исследований в СССР и за рубежом, сформулировать новые представления о сложной слоисто-блоковой модели земной коры. К настоящему времени можно считать установленным, что консолидированная земная кора характеризуется мелкой неоднородностью, общим незначительным нарастанием скорости с глубиной, осложняемым скачками значений или градиентов упругих параметров на границах первого и второго рода зонами инверсии, наличием тонкослоистых пачек и пе-

реходных зон с повышенными градиентом скорости и анизотропией скоростей [43, 70, 81, 82, 107, 109, 133, 146, 194, 236, 269, 281, 284, 305, 376, 379, 399, 439, 472, 506 и др.]. Обобщенная сейсмическая модель коры континентального типа [70], составленная И. П. Косминской, приведена на рис. 41.

На Украине, где Институтом геофизики им. С. И. Субботина АН УССР под руководством В. Б. Соллогуба и рядом производ-

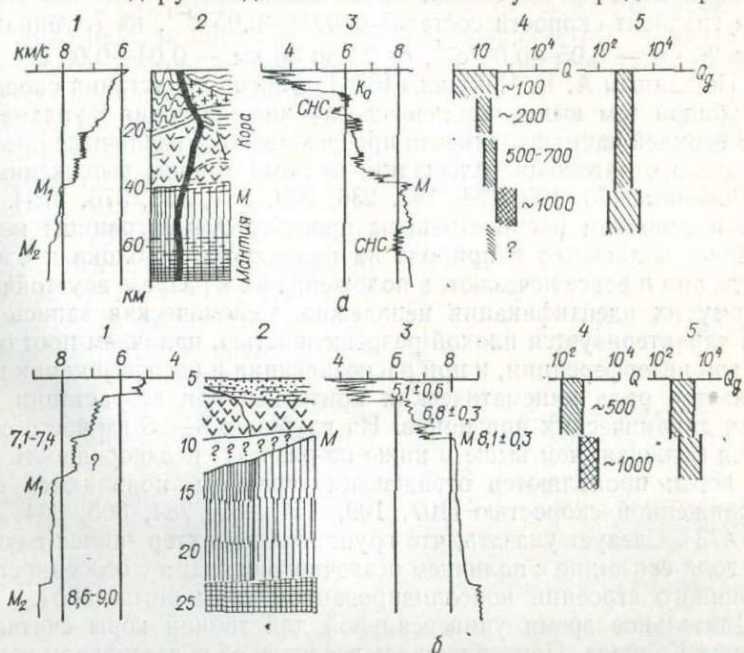


Рис. 41. Обобщенные сейсмические модели коры континентального (а) и океанического (б) типов (составила И. П. Косминская [70]):

1, 3 — скоростные кривые; 2 — геологический разрез для двух соприкасающихся блоков; 4 — график добротности Q ; 5 — график прозрачности Q_p . СНС — слой низких скоростей, K_0 — поверхность консолидированной коры; М — граница Мохоровичича; M_1 , M_2 — границы в мантии

ственных организаций выполнен значительный объем исследований методом ГСЗ (как и в других регионах), в волновом поле выделяются следующие основные группы колебаний: 1) от горизонтов в осадочном слое; 2) от поверхности кристаллического фундамента и горизонтов внутри консолидированной части земной коры; 3) от раздела М и горизонтов в переходной зоне кора — мантия [24, 106, 107, 109, 135, 153, 154, 188, 269, 284, 305, 332, 334, 339, 376, 379]. Нас интересуют в первую очередь модели консолидированной коры, а также верхней мантии, поэтому рассмотрим вторую и третью группы волн.

Наиболее четко выделяются две границы раздела — поверхность консолидированного фундамента Φ и граница М. Верхняя часть фундамента большей частью характеризуется преломленно-рефра-

гированными волнами со скоростями 5,8—6,2 км/с. Однако на участках развития интрузивных пород основного состава на Украинском щите (Коростенский плутон и др.) и в центральной части Черноморской впадины (где отсутствует «гранитный» слой) эти значения возрастают до 6,8—7,0 км/с [109, 153, 154, 305]. Для верхней части фундамента характерно незначительное нарастание скорости, уменьшающееся с глубиной. Для верхних 10 км разреза континентальной коры градиент скорости составляет 0,08—0,05 с⁻¹, на глубинах от 10 до 20 км — 0,05—0,04 с⁻¹, от 20 до 30 км — 0,04—0,03 с⁻¹ [43, 82]. По данным А. В. Чекунова [376], степень нарастания скорости с глубиной тем выше, чем меньше глубина залегания фундамента.

В верхней части фундамента прослеживаются различные преломляющие и отражающие площадки, местами хорошо выраженные и протяженные [70, 109, 154, 194, 236, 269, 284, 305, 376, 379]. Однако в основном распространены промежуточные границы неравномерно, количество и природа их изменяются от блока к блоку, иногда они и вовсе исчезают, а положение их в разрезе неустойчиво, поэтому их идентификация ненадежна. Сейсмическая запись при этом характеризуется плохой разрешенностью, наличием протяженных зон интерференции, и при распознавании и идентификации волн снижается роль кинематических критериев при возрастании значения динамических признаков. На глубинах 8—25 км часто отмечается бо́льшая, чем выше и ниже по разрезу, неоднородность земной коры: проявляются отражающие границы, появляются слои с пониженной скоростью [107, 109, 154, 269, 284, 305, 334, 399, 439, 473]. Следует указать, что групповой характер записи глубинных волн связан не с наличием осадочного чехла, а с особенностями глубинного строения консолидированной коры щита [305].

Длительное время универсальной для земной коры считалась граница Конрада. Придерживаясь взглядов об обязательном четком разделении коры на «гранитный» и «базальтовый» слои, исследователи стремились обязательно найти такие особенности волнового поля, которые можно было бы идентифицировать с региональным разделом К. И хотя в большинстве случаев выделение и прослеживание такой границы вызвали большие затруднения и были в значительной степени условными, до последнего времени, следуя традициям и обосновывая целесообразность типизации строения земной коры, многие исследователи продолжали употреблять термины «гранитный» и «базальтовый» слои. К сожалению, при гравиметрических расчетах эти обстоятельства зачастую не учитывались.

Детальные исследования последних лет показали, что единой региональной границы К не существует [70, 82, 154, 269, 284, 305]. Интервалы регистрации, динамические и кинематические характеристики, а также природа волн от горизонтов, которые пытались идентифицировать с границей К, изменяются от региона к региону. Раздел К часто слабо выражен; в расслоенном разрезе его трудно опознавать по значениям граничных скоростей. Так, на Украине есть участки, где этот раздел выражается четко, где он выделяется плохо

или вообще не выделяется [109, 284, 305]. На Украинском щите внутри кристаллического фундамента по профилю Могилев-Подольский — Таганрог [109, 135, 284] на глубинах 8—20 км хорошо выделяется лишь одна граница, на которой образуются интенсивные отраженные волны в последующих вступлениях (рис. 42, см. вклейку между с. 64—65). Эти волны интерпретировались как головные, а соответствующая им граница с граничной скоростью порядка 7,0 км/с — как поверхность «базальтового» слоя. Но расчеты скоростного разреза показали, что упругие параметры на уровне этой поверхности не позволяют считать ее границей К. Породы со скоростью порядка 7,0 км/с на Украинском щите могут залегать не выше 28—30 км, иначе преломленные волны выходили бы в первые вступления задолго до волн от границы М, а этого на сейсмограммах не наблюдается. Указанные волны скорее всего являются предкритическими, отраженными от границы внутри верхней части кристаллического фундамента («гранитного» слоя), а раздел К вообще не прослеживается [109, 269, 305]. В интервале же 26—37 км наблюдается постепенное увеличение скорости от 6,7 до 7,0 км/с [284].

В пределах западного склона Украинского щита на глубинах 25—28 км прослеживается преломляющая граница с $v_r = 6,8$ км/с, рассматриваемая как поверхность «базальтового» слоя. Достаточно четкий отражающий горизонт под Львовским прогибом на глубинах 20 км (а западнее 24—26 км) связывается с подошвой волновода. В ряде детально изученных районов Украинского щита (Коростенский плутон, рис. 43, и Белозерский участок) под горизонтами с граничными скоростями 6,6—7,2 км/с появляются слои с меньшими скоростями [305]. Здесь необходимо указать, что еще в 1955 г. Х. Тейтел и М. Тьюв [498] не нашли подтверждения на сейсмограммах двухслойному строению коры в Северной Америке. В то же время они показали, что в критических точках для согласования годографов первых вступлений преломленных волн и вступлений отраженной фазы волны от границы М необходим рост скорости с глубиной. М. Ботт [54] по материалам исследования гранитного батолита в юго-западной Англии показал, что средняя скорость в коре, определенная по закритическим отражениям от границы М вместе с годографом первых вступлений ($6,16 \pm 0,15$ км/с) существенно больше скорости прямых волн в верхней части коры (5,77 км/с). Это является показателем роста скорости с глубиной.

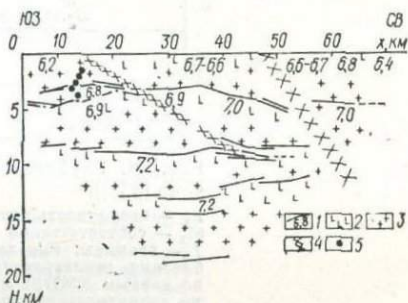
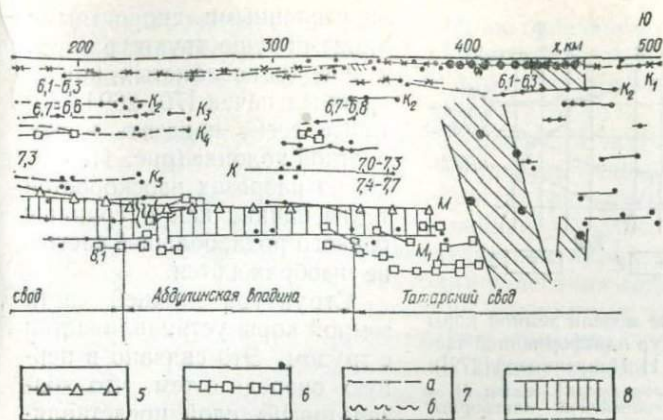


Рис. 43. Сейсмологический разрез земной коры в районе Коростенского плутона (по В. Б. Соллогубу и А. В. Чекунову [305]):

1 — сейсмические границы с консолидированной корой с указанием значений v_r (км/с); 2 — габбро-лабрадориты и их аналоги; 3 — породы гранитного ряда; 4 — разломы; 5 — точки дифракции



и станции «Земля» (составили И. В. Померанцева, Л. П. Барс-

консолированной коре; K_4, K_3 — поверхности в низах коры; M_1 и тия цией «Земля» (a — уверенно, b — предположительно); 2 — очаги ным станций «Земля»; 4 — поверхность докембрийского фундамента раженным волнам, зарегистрированным при КМПВ и ГСЗ; b — то же, МОВ ($a - P_0^{кд}$, $b - P_0^{arg}$ — подсолевые); 8 — зона перехода кора —

другими [236]. Наличие переходных зон в земной коре подтверждает- ся и групповым характером записи волн от разделов внутри земной коры [70, 147, 273, 284, 376, 379]. Все это свидетельствует о гетерогенности среды, и объединение в протяженные границы отдельных площадок в основном представляет субъективную операцию. Тем более нет оснований предполагать на таких границах существенного перепада скоростей (a , значит, и плотностей). Градиентно-слоистое нарастание скорости с глубиной выявлено также и в Европе [101, 439, 473], и в Северной Америке [399, 471, 506].

Таким образом, переход от слоев с низкими скоростями к слоям с более высокими упругими параметрами в большинстве регионов происходит в достаточно широкой по мощности зоне переслаивания пород с различными параметрами при общем возрастании скорости с глубиной (рис. 41, 45, 46). Эти обстоятельства привели сейсмологов к необходимости изображения сейсмических разрезов в виде изолиний скоростей и идентификации разных глубинных зон уже не на основании сравнения положения различных границ, а по определенным скоростным уровням. В этом случае сохранение формального деления консолидированной коры на «гранитный» и «базальтовый» слои, с нашей точки зрения, носит именно формальный характер и в значительной степени является данью установившимся традициям. В то же время следует указать, что наличие в ряде регионов интенсивных докритических стражений от промежуточных границ в коре и от раздела M свидетельствует о том, что между

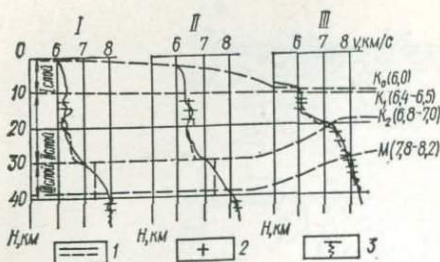


Рис. 45. Скоростные модели земной коры основных геоструктур платформенной части Украины (по Н. И. Павленковой [272]): I — Украинский и Воронежский щиты; II — склоны Восточно-Европейской платформы; III — Днепроовско-Донецкая впадина; 1 — возможные скоростные модели; 2 — участки консолидированной коры и мантии с большим количеством сейсмических границ; 3 — то же, с тонкослойной структурой границ

ных варианта модели: монотонное нарастание скорости с глубиной или сохранение ее постоянной в слое. Понятно, что возможен и любой промежуточный вариант. По некоторым динамическим особенностям записи в последующих вступлениях на больших удалениях от источника волн ряд исследователей отдают предпочтение градиентно-слоистой или градиентной модели [70, 192—194, 269, 270, 399, 439, 445, 472, 506 и др.].

Граница Мохоровичича может рассматриваться как глобальная, она выделяется во всех регионах Земли [43, 70, 81, 82, 109, 133, 193, 284, 305, 376, 379, 439, 478 и др.]. Так, на территории Украины раздел М характеризуется четко выделенными интенсивными отраженными волнами на расстояниях 60—200 км от пунктов взрыва, т. е. вблизи критического угла и за ним. Головные волны от границы М слабо динамически выражены и наблюдаются обычно только в первых вступлениях при длине годографа свыше 180—200 км [109, 135, 305, 334, 376 и др.]. Большой частью раздел М не представляет собой четкой сейсмической границы первого рода, характеризующейся резким перепадом скоростей, а состоит из многочисленных эшелонированных по глубине отдельных площадок (рис. 42), совокупность которых обуславливает

определенными скоростными этапами существуют границы в виде тонкослойных инверсионных пачек [70, 269], которые легко показать в скоростной колонке (рис. 41, 45). Но на разрезах изоскоростей такие пачки, как и границы первого рода, большей частью не изображаются.

Структура нижней части земной коры устаканавливается с трудом. Это связано в первую очередь с тем, что «базальтовый» слой представляет собой «выпадающий» слой, преломленные волны от которого не выходят на дневную поверхность. Поэтому здесь возможны два эквивалент-

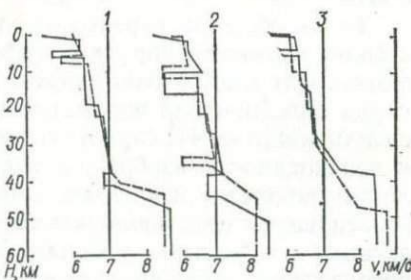


Рис. 46. Скоростные разрезы по профилям 1, 2, 3 на Канадском щите при регистрации волн из восточных (сплошные линии) и западных (штриховые) пунктов взрыва (по М. Берри и К. Фукусу [399])

обычно наблюдаемую интерференцию отдельных волн, незаконномерное перераспределение энергии между фазами, рваный несистематический характер записи общей продолжительностью 0,5—1,0 с и более.

Протяженность отдельных площадок М, как правило, незначительна, граничные скорости определены лишь на отдельных из них, объединение площадок в единую границу (границы) — операция сложная и далеко не однозначная. Следует указать, что часто применяющаяся только кинематическая характеристика волн позволяет изучать рельеф и глубину залегания сейсмических границ, но недостаточна для определения скоростных моделей. Использование для установления структуры зоны перехода от земной коры к верхней мантии динамических характеристик докритических отраженных волн достаточно надежно, в то время как интерпретация только закритических отражений методически слабо обоснованна или даже ошибочна. Это обусловлено тем, что динамические характеристики закритических отраженных волн практически одинаковы для трех возможных скоростных моделей раздела М: границы первого рода, переходной зоны с плавным изменением скорости с глубиной, инверсионной тонкослоистости пачки [70, 133, 193]. Идентификация площадок М только по скоростным характеристикам без учета волновых критериев может приводить к большим погрешностям. Так, в Узбекистане по профилю Фараб — Батабаг вначале граница М выделялась только по значениям скоростей и имела среднюю глубину 55 км. При последующей переинтерпретации с учетом волновых критериев эта граница была «поднята» на 8—10 км [158]. Часто наблюдается две или даже несколько групп колебаний, разделенных во времени и имеющих сходные кинематические и динамические признаки, характерные для раздела М [193, 305]. Лишь в отдельных районах на Украинском щите и в ДДВ [107, 284, 334] получены простые, выдержанные по форме колебания значительной интенсивности.

Сложный групповой характер записи свидетельствует о том, что раздел М представляет собой сложную переходную расслоенную зону с многочисленными локальными границами и разнонаправленным изменением скорости в отдельных пропластках [47, 70, 133, 193, 376, 379, 445, 470, 506]. Такой характер записи в первую очередь обусловлен особенностями именно глубинных границ в консолидированной коре, а влияние осадочного чехла при этом незначительно [194, 269, 284, 376].

О наличии сложной зоны перехода от коры к мантии свидетельствует еще ряд особенностей волнового поля. Так, амплитудные графики отраженных от границы М волн имеют максимум не в закритической области, как должно быть для границ первого рода, а в докритической, что может объясняться сложением элементарных отражений от отдельных пропластков переходной зоны. Этим же обуславливается и аномально большая интенсивность отражений относительно первых вступлений. А для границ первого рода

интенсивность последних не должна быть меньше докритических отражений. Узкий частотный спектр отраженных волн от границы М и зависимость его от расстояния до источника, наблюдаемые на практике, также характерны для переходных зон [70, 133].

Необходимо отметить, что преломленные волны могут относиться к двум подтипам: головным волнам, скользящим вдоль границ раздела первого рода, и рефрагированным (заходящим) волнам, свойственным средам, в которых с глубиной скорости возрастают [70]. При значительных удалениях от источника, на которых волны от границы М прослеживаются в первых вступлениях, различие в путях прохождения головных и рефрагированных волн при одном и том же времени их прихода может быть весьма существенным. В случае слабой скоростной дифференциации оба подтипа волн трудно различимы по кинематике, что создает трудности в интерпретации структуры земной коры и рельефа границы М.

При интерпретации по двум разным вариантам модели — с резкой границей М и с переходной зоной при значительном градиентном нарастании скорости в нижней части земной коры и (или) сложном рельефе границы М получаются систематические расхождения результатов. Граница М, определенная по головным волнам, всегда располагается на меньших глубинах, а все особенности рельефа смещены по сравнению с разрезом, построенным по рефрагированным волнам, в сторону источника. Эти расхождения зависят от значения градиента скорости над и под границей М, углов ее наклона и при больших глубинах (до 40—50 км) могут достигать 5—10 км [70].

В 50—60-х годах в большинстве случаев докритические отраженные волны от промежуточных границ в коре и раздела М относились к головным волнам. Это приводило к завышению как пластовых, так и средних скоростей в разрезе коры, особенно в ее верхней части, и к представлениям о разделении коры на достаточно толстые слои. Решение прямых кинематических и динамических задач показало, что такие разрезы, как правило, не согласуются со значениями средних скоростей, более точно определяемых по закрытическим отражениям от границы М. Однако некоторые исследователи, игнорируя это расхождение, производили независимое построение разных границ. И лишь последующая проверка таких разрезов решением прямой задачи показала их несостоятельность в отношении положения промежуточных границ и отождествления последних с границами толстых слоев.

Подчеркнем, что факт структурных построений без проверки решением прямой задачи, с точки зрения гравиметристов, представляется парадоксальным, так как геофизики большей частью принимают все построения сейсмологов как и достоверные, и точные.

Решение прямых кинематических и динамических задач и построение скоростных колонок $v_{(z)}$ в значительной мере позволяют избежать ошибок. Однако и здесь возможны различные

варианты. Так, при построениях скоростных колонок только по первым вступлениям, как это практиковалось ранее, создавалось впечатление, что скорость или постепенно нарастает с глубиной, или постоянна во всей коре. При наличии в низах коры слоя, в котором скорость возрастает быстрее, чем в верхней части коры, и толщина которого составляет менее трети мощности всей коры, будут регистрироваться в первых вступлениях только волны от верхов коры, а преломленные на глубинных горизонтах волны будут «выпадающими», т. е. они не выходят в первые вступления, а маскируются последующими колебаниями [70]. Поэтому контролем $v_{(z)}$, полученных по преломленным волнам, должны быть кривые $v_{(z)}$, найденные по годографам отраженных волн.

Все же определенные разными способами кривые $v_{(z)}$ даже для одного профиля могут иметь значительные разбросы, что создает неопределенность в подборе оптимального варианта разреза пластовых скоростей [194]. К сожалению, численное значение возможного разброса, которое может достигать 0,5 км/с, оценивается весьма редко. По этим кривым $v_{(z)}$ строится осредняющая кривая $v_{(z)cp}$, которая затем служит для расчета лучевых диаграмм с целью построения отражающих и преломляющих границ. Поэтому погрешности в определении $v_{(z)cp}$ сказываются на точности скоростных разрезов.

Построение скоростных разрезов — операция весьма сложная в связи с необходимостью увязывания всех данных по преломленным и отраженным волнам. Очевидно, достоверность разреза необходимо оценивать с помощью решения обратной задачи, что делалось далеко не всегда. При этом для согласования в заранее заданных пределах наблюдаемых и расчетных времен иногда требуется несколько итераций вычислений. Поскольку в сейсмометрии нет полного решения обратной задачи, получение различных вариантов интерпретации, к сожалению, вполне возможно [83]. Безусловно, применение ЭВМ позволило совершить большой прогресс в интерпретации данных сейсмометрии, но неоднозначность решения задачи ЭВМ устранить не может [68].

Интересно, что граница М часто не является границей обмена, хотя регистрация как продольных, так и поперечных волн производится уверенно. Из теоретических расчетов известно, что интенсивность обменных волн от переходных зон на порядок меньше, чем от соответствующей границы первого рода. Следует отметить, что при низких частотах сейсмических волн граница М может играть роль границы первого рода, что подтверждается данными сейсмологии. При работах на низких частотах аппаратурой «Земля» во многих районах [160, 257, 278] достаточно четко отмечаются кровля и подошва зоны перехода от коры к мантии.

По материалам РНП максимум вертикальных отражений обычно фиксируется в переходной зоне кора — мантия [235]. На сейсмограммах ОГТ волны от границы М также превалируют над отражениями от остальных частей разреза [88, 109, 135, 305].

Универсальным свойством раздела М является то, что в различных регионах Земли он является четкой преломляющей границей с граничной скоростью порядка 8,0—8,2 км/с. Кинематическая граница обычно четко выражена изломом годографа первых вступлений и протяженной почти прямолинейной ветвью со скоростью порядка 8,0 км/с, прослеживаемой на сотни километров. В то же время в некоторых районах (Кавказ, Средняя Азия, Урал, Центральный Казахстан, США, Западная Европа) над границей М регистрируются слои со скоростями 7,5—7,8 км/с, а раздел со скоростью 8,0—8,2 может быть заэкранирован [43, 45, 70, 81, 82, 133, 233, 468]. Так, в районе Скалистых гор в США Е. Кук в 1962 г. выделил промежуточную зону, назвав ее коро-мантийной смесью. Большей частью отражающая и преломляющая границы достаточно хорошо совпадают, но, например, в Прикаспийской впадине зафиксировано, что в области гравитационного максимума отражающая граница М находится выше, чем преломляющая [374].

Детальные исследования на Украине, в Казахстане, Баварии и в других районах [109, 133, 135, 305, 379, 470] показывают, что здесь можно выделить несколько «границ Мохоровичича» и предположить миграцию их по разрезу (хотя не исключено, что вторая и более низкие границы М располагаются уже в верхней мантии).

Две границы (с $v_{пл}$, равной 7,5—7,8 и 8,0—8,2 км/с) при регистрации аппаратурой «Земля» зарегистрированы к настоящему времени на Восточно-Европейской платформе, в Средней Азии, в ГДР, а также в пределах Польши [257, 329]. При менее детальных исследованиях (Англия, Швеция), вероятно, выделяется одна из этих двух границ; по более детальным исследованиям в ЧССР и на юге ГДР вырисовывается одна переходная зона, объединяющая обе границы.

При изучении строения верхней мантии наиболее надежно и точно по годографам первых вступлений волн $P_{пр}^M$ (P_n) определяется граничная скорость распространения продольных волн вдоль поверхности М. Считая эти волны рефрагированными, А. С. Алексеев и другие [5] указывают, что полученные значения скоростного параметра характеризуют самую верхнюю мантию, мощность несколько километров.

Структура переходной зоны кора — мантия в различных регионах описывается различными моделями. В предельных случаях — это либо резкая граница, либо рассредоточенный многокилометровый «диффузный» переход [379]. В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов при этом для Центральной и Юго-Восточной Европы выделяют пять типов перехода, подразделяющихся в свою очередь на несколько разновидностей (рис. 47).

Тип I характеризует резкую границу со скачком скорости до 8,1 км/с. Встречается довольно редко и тяготеет к внутренним структурам Средиземноморского складчатого пояса с резко редуцированной корой.

Тип II является как бы усложнением первого и имеет две разно-

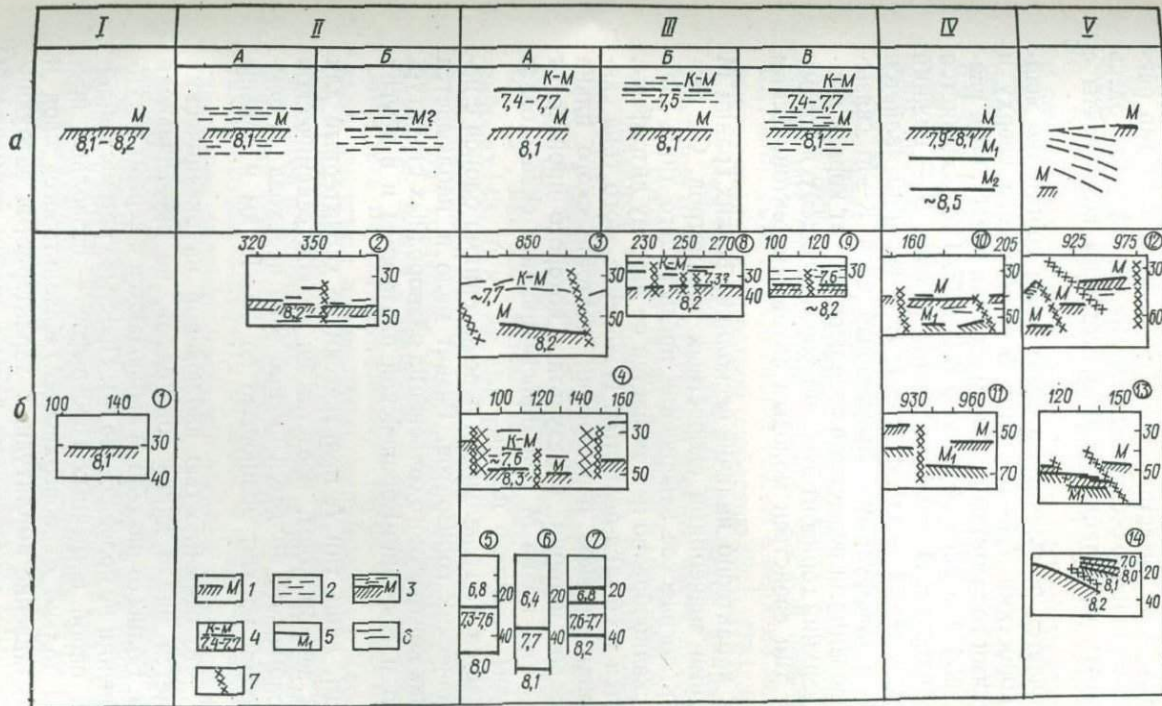


Рис. 47. Типы перехода от коры к мантии в регионах Центральной и Юго-Восточной Европы (по А. В. Чекунову, В. Б. Соллогубу [379]):

a — модели перехода, *b* — типичные примеры; 1 — резкий переход границы М; 2 — «диффузный» переход; 3 — смешанный переход; 4 — горизонт в кровле слоя «коро-мантийной смеси» (К — М); 5 — границы М — «дубликаты»; 6 — отдельные сейсмические площадки; 7 — разломы. Скорости приведены в км/с. Цифры в кружках: 1 — Паннонский срединный массив, или Большая Венгерская впадина (по Э. Митуху и К. Пожгаю); 2 — один из участков Восточно-Европейской платформы; 3 — Восточные Карпаты; 4 — Датско-Польская борозда; 5 — Восточно-Африканский рифт (по Н. Н. Пузыреву и др.); 6 — Байкальский рифт (по Н. Н. Пузыреву, С. В. Крылову и др.); 7 — Рейнский грабен (по С. Мюллеру); 8, 9 — эппалеозойская платформа Польши (по А. Гутерху и др.); 10 — Днепровско-Донецкий авлакоген; 11 — юго-западная краевая часть Восточно-Европейской платформы; 12 — район сочленения Карпат с Восточно-Европейской платформой; 13 — Горный Крым; 14 — район о-ва Корсика (по К. Морелли). I — V и А, Б, В — см. объяснение в тексте

видности. Первая из них содержит наряду с хорошо выраженным горизонтом с $v_s = 8,1$ км/с серию рассредоточенных в весьма мощной зоне непротяженных отражающих площадок, вторая характеризуется «облаком» площадок, внутри которых однозначно наметить одну границу M не представляется возможным. Этот тип пространен наиболее широко особенно на древних платформах. Здесь можно предполагать нарастание роли «мантийной» компоненты с глубиной.

Тип *III* отличается появлением в низах коры достаточно мощного слоя со скоростями 7,4—7,7 км/с, ограниченного сверху и снизу сейсмическими горизонтами, причем нижний представлен разделом M с типичной для него скоростью 8,1 км/с. Подразделяется он на три разновидности: *A* — оба горизонта резкие; *B* — нижний является резким, верхний — «диффузным»; *B* — верхний является резким, нижний — «диффузным». Выделенный слой $K-M$ связывается с преобразованиями вещества в зоне перехода от коры к мантии. Возможно, верхний горизонт отвечает формирующемуся новому разделу M . Этот тип свойствен молодым активным тектоническим структурам.

Для типа *IV* характерно наличие нескольких резких границ M с соответствующими значениями скоростных параметров. Он рассматривается как логическое завершение предыдущего типа. При этом граница M скачкообразно перемещается по разрезу литосферы, в котором остаются и ее «пра-реликты». Появление этого типа связывается с районами резкой перестройки тектонического плана в ходе геологической истории, в результате которого происходит изменение глубинного плана M при «просвечивании» сквозь более молодые структуры прежнего плана.

Тип *V* связывается с латеральными перемещениями блоков с перекрытием сейсмических горизонтов. Развита мало и наблюдается только на участках контрастного сочленения разнородных структур, например Карпат и Восточно-Европейской платформы и в других районах.

Таким образом, лишь тип *I*, практически не характерный для континентальной земной коры, представлен резкой сейсмической границей, а закономерной является именно зона перехода от земной коры к верхней мантии мощностью до 10—15 км и больше (рис. 42, 47).

Отметим еще, что особенностью наблюдений на океанических акваториях является малая длина годографов, не превышающая обычно 60—70 км. Волны от раздела M наблюдаются в первых вступлениях на протяжении не более 25—35 км. Простые системы наблюдений — с одной парой встречных годографов — позволяют проследивать волны только от поверхностей «базальтового» слоя и границы M . Сопоставление амплитудных характеристик затруднительно, поэтому анализ динамических характеристик применяется редко. Глубинность таких исследований достигает 10—14 км, что недостаточно для изучения глубинных горизонтов [151]. Больше

информации могут дать наблюдения ГСЗ со значительными длинами годографов. Так, на основании анализа материалов ГСЗ по профилю длиной 240 км в северо-западной котловине Тихого океана, где были получены годографы длиной до 140—150 км, С. М. Зверев [151] отмечает тонкую расслоенность раздела М и под океаном. Ниже границы М, имеющей глубину 12—15 км, выделяется еще одна граница на уровне порядка 20 км.

К настоящему времени накоплен материал, свидетельствующий о скоростных неоднородностях и в верхней мантии, где граничные скорости изменяются от 7,3 до 9,6 км/с, хотя большей частью, особенно на континентах, эти значения не намного отличаются от 8,0—8,6 км/с [54, 81, 82, 154, 296, 305]. Иногда отмечаются и определенные закономерности. Так, в сводовых частях западных областей США слой пониженной скорости (7,8—8,0 км/с) располагается сразу под поверхностью М, в центральных и восточных областях он выделяется менее отчетливо и лежит глубже, а под Канадским щитом вряд ли существует вообще [399]. В целом вариации граничных скоростей под континентами меньше, чем под океанами [43, 54, 82, 151, 296]. Для глубин свыше 100 км в верхней мантии также отмечаются слои с пониженной скоростью [341, 478]. Во всяком случае, сейчас уже есть, хотя и немногочисленные, данные ГСЗ, свидетельствующие о тонкой структуре нижней части литосферы [70].

При общем нарастании скорости с глубиной во многих регионах наблюдаются зоны инверсии, т. е. наличие слоев с пониженной скоростью. Сейсморазведочными работами слои с пониженной скоростью в земной коре, не отмечавшиеся ранее из-за целого ряда методических трудностей, сейчас выделены на Украине [107, 109, 188, 269, 305, 376], в Западной Европе [101, 439, 470, 473] и других районах [43, 70, 81, 82, 101, 194, 269, 399, 471, 473]. Выделение слоев с пониженными скоростями весьма сложно. Для этого используется целый ряд критериев. Один из этих критериев — значительное расхождение между граничной и пластовой скоростями, что можно объяснить только чередованием пород с повышенными и пониженными упругими параметрами, например над Коростенским плутоном. Отмечаемое там несоответствие между большими значениями скоростей в верхней части земной коры и обычным уровнем средних значений скорости распространения упругих волн до границы М также свидетельствует о наличии в разрезе значительного количества пород с нормальными для региона значениями скоростей [305].

Отражением слоев с пониженными скоростями является появление области затухания первых волн на определенных удалениях от источника. Менее надежным признаком зон инверсии скоростей могут быть также меньшие значения средних скоростей, определенные по закритическим отражениям от границы М по сравнению с таковыми, определенными по годографам первых волн. В Альпах и Апенниннах наблюдается раздвоение волны P^M [101], которое, вероятно, можно интерпретировать как участки сильной инверсии скорости (до 3—4 км/с) в основании коры. Интересно, что большая

интенсивность таких слоев отмечается при увеличении мощности коры. Наличие двух групп P^M в Рейнском грабене также можно объяснить низкоскоростным слоем.

Для Альфельда (бывшая Венгерская низменность) К. Пошгаем [279] было выделено два отражающих горизонта в разделе М и семь — в верхней мантии на глубинах до 96 км, а также определены интервальные скорости. Последние в низах коры и на разделе М (до 9,1 км/с на глубинах 40—50 км) превышают значения граничных скоростей, что объясняется анизотропией скоростей. Над разделом М на глубинах 21—23 км выделен слой инверсии скорости. Мощная зона инверсии скорости регистрируется и в мантии на глубинах от 57 км до нижнего предела регистрации. Эту зону можно коррелировать с проводящим слоем, имеющим в Европе мощность около 50 км.

Сопоставление для ряда регионов юга СССР способом перебора на ЭВМ теоретических и экспериментальных кинематических годографов волн, зарегистрированных в первых вступлениях и отраженных от раздела М, показывает, что эти годографы существенно отличаются [83]. Это связано с неточным определением скоростных параметров консолидированной коры, которые в большинстве рассмотренных моделей занижены. Для согласования теоретических и экспериментальных годографов отраженных волн следует допустить существование в разрезе консолидированной коры слоя (слоев) с пониженной скоростью.

В большинстве случаев можно определить лишь интегральную характеристику слоя (слоев) инверсии скорости (произведение мощности слоя на величину инверсии скорости). Анализ возможностей решения обратной задачи сейсмологии [100] показал, что интерпретация годографов для сред с волноводами, если источник расположен выше волновода, является принципиально неопределенной.

На УЩ подошва волновода отождествляется [109, 135] с отражающим горизонтом K_2 , который прослеживается на глубинах 8—20 км и связывается с поверхностью древнего «лунного» протофундаментa [379]. Аналогичный отражающий горизонт отмечается и в других регионах, где развивались процессы гранитизации. На Кавказе этот горизонт связывается или с поверхностью древнего фундамента, или с границей, отделяющей рифейские отложения от верхнепротерозойских [176]. В Западной Европе под названием границы Ферча он интерпретируется как раздел между гранитами и нижележащими диоритами [474].

Следует указать на особенности результативных сейсмических материалов [70, 194, 222, 269, 281, 284, 304, 305, 376, 379]. Очевидно, что для целей использования сейсмических материалов при интерпретации гравитационного поля целесообразно иметь не только разрезы в виде границ, а и распределение изолиний скорости по разрезам. До последнего времени такие построения не являлись общепринятыми. Более того, соответствие наблюдаемому полю представляемых скоростных моделей среды проверялось решением

прямой сейсмической задачи далеко не всегда. В последние годы, после разработки соответствующих программ, оказалось, что далеко не все разрезы ГСЗ согласуются с наблюдаемыми годографами. Поскольку на таких разрезах часто идентифицировались границы с различными скоростными характеристиками или последние вообще отсутствовали, не было сведений о перепадах скоростей на границах и изменениях скоростей в выделяемых слоях, переход от сейсмических к плотностным разрезам осложнялся многими неопределенностями.

Построение высокоточных сейсмических разрезов, на которых представлены сейсмические границы и изолинии скоростей, возможно только при густой сети наблюдений и получении длинных годографов. Эти условия более или менее выполняются на Европейской части СССР, в Казахстане и Средней Азии. В то же время многие работы за рубежом, в Сибири и на Дальнем Востоке проведены по довольно редкой сети наблюдений, что не дает возможности детально изучать скоростную характеристику консолидированного фундамента. Использование методики больших взрывов позволяет изучать промежуточные границы в земной коре по обменным волнам, которые не позволяют получить скоростную характеристику разреза. Распространенные методы построения скоростных разрезов неоднозначны при наличии волновода и приводят к эквивалентности моделей с различными мощностями слоев пониженной скорости. Существуют расхождения и между моделями с резкими скоростными границами и с переходными зонами, что приводит не только к различным скоростным характеристикам зоны перехода, но и к разной ее геометрии при том или ином типе модели среды. Наличие или отсутствие «выпадающих» сейсмических слоев также изменяет скоростную модель среды. Плотностные модели, соответствующие таким скоростным моделям, не являются эквивалентными. Необходимо также учитывать интегрированный характер получаемых сейсмических моделей в случае существенных неоднородностей в отдельных блоках изучаемой среды, сглаживание вертикальных и подчеркивание горизонтальных неоднородностей. При переходе от скоростных моделей к плотностным с использованием значений граничных скоростей следует принимать во внимание, что последние не обязательно соответствуют пластовой скорости слоя между выделенным разделом и следующей границей, а характеризуют только отдельный высокоскоростной пропласток в переслаиваемой среде.

Таким образом, можно считать установленным, что для земной коры характерно достаточно четкое градиентно-слоистое увеличение скорости с глубиной, несколько различное в разных блоках земной коры, отмечаются и зоны инверсии скоростей. В то же время даже достаточно грамотно построенные сейсмические разрезы со скоростной характеристикой имеют определенные допуски в геометрических и скоростных параметрах, а некоторые из параметров могут находиться с существенной неоднозначностью. Граница К, разделяющая земную кору на «гранитный» и «базальтовый» слои, во многих

регионах выражена слабо или даже полностью отсутствует (например, на Украинском щите). Но даже там, где в земной коре прослеживаются сейсмические границы, разрыв в скоростях наблюдается далеко не повсеместно, а если и отмечается, то значение его, как правило, не превышает $0,1—0,4$ км/с. Поэтому перепад плотностей на границе К далеко не обязателен и вряд ли может превышать $0,1$ г/см³, а в целом для земной коры континентального типа характерно градиентно-слоистое нарастание плотности.

Переход от земной коры к верхам мантии сложен и в большинстве регионов представлен не одной резкой границей, а серией эшелонированных по глубине отдельных непротяженных сейсмических площадок. Поэтому идентификация раздела М с одной резкой границей, как до последнего времени это делалось в большинстве работ при интерпретации материалов ГСЗ, представляется весьма условной. К тому же в настоящее время нельзя достаточно уверенно определять значение скачка скоростей на границе М. Но в любом случае эта величина меньше $1,0$ км/с, а, вероятно, на отдельных площадках М не больше $0,4—0,6$ км/с. Поэтому и перепад плотностей на разделе М (даже если его в первом приближении принимать не в виде зоны перехода, а как границу) вряд ли может превышать $0,15—0,25$ г/см³. Действительно, при анализе гравитационного влияния раздела М на Украине нами получено, что наиболее вероятное его значение должно быть порядка $0,20$ г/см³ [200, 212]. Аналогичные результаты в Центральной Европе получил В. Выскочил [501], а в Северной Америке — А. К. Гудакар [440]. Интересны в этом отношении и расчеты V_2 М. Коно для Гималаев, показавшего, что удовлетворительного совпадения наблюдаемого и расчетного полей Δg и согласования с данными сейсмоки можно достичь, если снизить принимаемый в первоначальной модели контраст между средней плотностью земной коры и плотностью верхней мантии с $0,6$ г/см³ до $0,3$ г/см³ [456].

Многочисленные материалы свидетельствуют о том, что в стабильных континентальных районах на разделе М фиксируются граничные скорости обычно порядка $8,0—8,2$ км/с, редко несколько выше или ниже. Анализ имеющихся определений скоростей и плотностей при высоких давлениях и температурах (глава I) убедительно показывает, что такими скоростями могут обладать только породы типа перидотита, пиролита, лерцолита, эклогита и плотность их в случае перидотита или пиролита должна быть порядка $3,40$ г/см³, а для эклогитов еще повышаться на $0,10—0,20$ г/см³. Поскольку состав верхней мантии большинством исследователей в настоящее время, как указывает В. В. Белоусов [40], принимается перидотитовым (пиролитовым), наиболее вероятно плотность пород верхней мантии порядка $3,40$ г/см³. Отметим, что хорошо разбуренный Покрово-Киреевский массив в Приазовье сложен габбро-пироксенитами и перидотитами со средней плотностью порядка $3,30$ г/см³ уже на поверхности консолидированного фундамента [197]. Очевидно, что исходный материал верхней мантии должен

быть хотя бы немного плотнее. Таким образом, при любых возможных составах верхней мантии плотность слагающих ее пород должна быть порядка $3,40 \text{ г/см}^3$.

По данным многих исследователей, верхняя мантия гетерогенна, содержит астеносферный слой (слои) и влияет на гравитационное поле [21, 22, 38—42, 45, 54, 67, 88, 99, 157, 238, 242—244, 266, 280, 296, 338, 399, 478, 483, 505 и др.]. Но, как правило, диапазон изменения значений v , на разделе М достаточно узок, большей частью не превышает $\pm 0,3 \text{ км/с}$ на площадках, характеризующих отдельные пропластки. Поэтому, очевидно, ниже зоны М в верхней мантии вряд ли можно ожидать наличия существенных для гравитационного влияния неоднородностей с латеральным изменением плотности более $\pm 0,10 \text{ г/см}^3$.

Таким образом, современные представления о сейсмической модели земной коры и верхов мантии свидетельствуют о градиентно-слоистом нарастании скорости с глубиной как в земной коре, так и в зоне перехода к верхней мантии, включая слои с инверсией скорости. Очевидно, что плотностные модели должны быть согласованы с сейсмическими и учитывать указанные особенности среды.

§ 2. О составе и распределении пород в консолидированной земной коре и верхах мантии по данным петрологии

Хотя до последнего времени при расчетах гравитационного влияния структур земной коры последняя часто или принималась однородной, или разделялась на «гранитный» и «базальтовый» слои с постоянными плотностями, в петрологии накоплен материал, достаточно убедительно свидетельствующий о более сложном характере распределения пород различного состава (а, значит, и плотности) в земной коре континентального типа и зоне перехода к верхней мантии.

В настоящее время ведущая роль гравитационной дифференциации в развитии Земли признается многими геологами и геофизиками — В. А. Магницким [242, 243], В. В. Белоусовым [38—42], Е. В. Артюшковым [20—22, 243], С. И. Субботиным и др. [338], М. Боттом [54], О. Г. Сорохтиным [306], С. А. Ушаковым [355], Н. Л. Добрецовым [138] и другими, хотя конкретные модели этой дифференциации и содержат дискуссионные моменты.

Разделение Земли на геосферы, как указывает В. В. Белоусов [41], и особенно выделение коры из верхней мантии, нельзя рассматривать только как механический процесс — существенную роль при этом играют и физико-химические процессы, содержание которых известно далеко не полностью.

Очевидно, что одним из важных результатов плотностной дифференциации явилось создание таких условий в верхней мантии (а на определенных этапах при соответствующих условиях и в земной коре), при которых вещество находится в «ослабленном» состоянии —

в состоянии частичного плавления или, по крайней мере, квазипластичном. К настоящему времени существование астеносферы (полиастеносферы) признается большинством исследователей для всей Земли [131, 243, 342].

Но существование слоев с ослабленной прочностью внутри Земли неизбежно должно вызывать изостатическое уравнивание на таких слоях вышележащих блоков. В то же время процессы гравитационной дифференциации вещества Земли протекают не равномерно, а отдельными порциями с периодическим тепломассопереносом более легкого материала из глубин Земли [40, 41]. Эту периодичность А. Н. Тихонов, Е. А. Любимова и В. К. Власов [344] объясняют эффектом зонной плавки. Реализация этого процесса в виде тектонических движений происходит в периоды возбуждения мантии [40—42]. Таким образом, вероятно, любые тектонические перестройки земной коры и верхней мантии происходят вследствие процессов гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных структур и их совокупности к состоянию изостатического равновесия.

При реализации процесса гравитационной дифференциации продвижение разогретого (по сравнению с вмещающими породами) вещества, с одной стороны, наиболее успешно может происходить при достаточно хорошей проницаемости вышележащих образований [40, 41], а с другой,— очевидно, будет вызывать более интенсивный прогрев блока и способствовать подъему кровли астеносферного слоя. Выпуклость же последнего в связи с появлением тангенциальных растягивающих усилий под воздействием веса вышележащих и собственно астеносферных образований должна создавать обстановку растяжения [22, 243], что в свою очередь усиливает проницаемость вышележащих пород.

Следует указать, что совокупность геолого-петрологических данных [40, 48, 54, 71, 96, 97, 127, 138—140, 190, 191, 239, 240, 246, 247, 267, 277, 301—303, 338, 370, 358, 371, 382, 383, 394, 441, 483, 484 и др.] не позволяет предполагать наличие резкой границы между породами земной коры и верхней мантии. Соответствующие физико-химические преобразования возможны в зоне мощностью минимум несколько километров. Для верхов мантии и астеносферы наиболее вероятен ультраосновный состав, возможно, с некоторым содержанием образований основного состава (пироксениты, перидотиты, пиролиты, лерцолиты, частично эклогиты и др.). При этом выплавляться вверх в первую очередь могут, очевидно, более легкие дериваты. Так, если рассматривать верхнюю мантию состоящей из пиролита [127, 280, 478], то это базальтоиды. Но, возможно, при дальнейшем разогреве расплавиться могут и ультраосновные породы. Став же в результате разогрева, а затем плавления более легкими и увеличив свой объем, они также будут стремиться вверх. Но, как указывает Б. Г. Лутц [239, 240], присутствие пиролита в верхней мантии не обязательно, многие геохимические особенности можно объяснить, если рассматривать верхнюю мантию состоящей (сверху вниз)

из шпинелевых, гранатовых и алмазоносных перидотитов. Тогда в период возбуждения можно ожидать сначала расплавления шпинелевых перидотитов, а затем вследствие дальнейших преобразований выплавления основных дериватов. Следует указать, что, как сейчас установлено [127, 301, 483], глубина образования основных магм составляет от 50—60 км до 200 км (щелочные дериваты), т. е. ниже раздела М.

В верхах верхней мантии вследствие пониженных *PT*-условий и повышенного окислительного потенциала образующийся расплав обеднен железом и обогащен легкими элементами и летучими компонентами, что обуславливает его всплытие к подошве земной коры. При этом следует ожидать выжимания из верхней мантии наиболее легких дериватов, образующих земную кору основного состава. Основная масса первичной коры континентального типа, вероятно, анортозит-андезитового состава [459], сформировалась в раннем докембрии, а затем только дифференцировалась и перерабатывалась [138, 367, 382, 383]. Непосредственно при кристаллизационной дифференциации глубинной базальтовой магмы может образоваться не более 5% кислой магмы в «сухих» условиях в неглубоких очагах [302]. Однако при наращивании достаточно мощной коры ее низы будут подвергаться все более глубоким преобразованием под влиянием процессов прогрессивного метаморфизма с образованием и выносом вверх при достижении соответствующей температуры эвтектических расплавов с высоким содержанием SiO_2 . Так, простые реакции эклогитизации в основных безоловиновых породах сопровождаются образованием до 7% кварца [395]. А за счет такого кварцевого эклогита может образоваться до 25% (в пересчете на свободный SiO_2) гранолипарита и значительно большие количества магм среднего, дацит-андезитового состава. В целом по мере охлаждения магмы образуются габбро, затем в результате ряда превращений — пироксеновый гранулит, гранатовый гранулит и эклогит [239, 240, 280, 478, 483]. При этом происходит повышение плотности вещества. Образование эклогитов может приводить к тому, что отдельные объемы низов коры могут стать даже тяжелее, чем верхи мантии перидотитового, а тем более пиrolитового состава. В любом случае характерными являются сложные преобразования в низах коры и зоне перехода к верхней мантии. Так, среди рассматриваемых 11 типов строения и состава верхов мантии В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов и Н. В. Соболев [301] не выделили ни одного, свидетельствующего о резком разрыве между породами земной коры и верхней мантии (рис. 48).

Земная кора — это продукт дифференциации верхней мантии, причем главная форма поступления материала в кору из мантии — подъем магматических расплавов [389]. Образование магм само по себе создает условия для их стремления вверх. Это вызывается тем, что одни и те же породы в пластичном и жидком состояниях значительно (до 10%) легче, чем в кристаллическом [307]. А даже весьма малая разница в плотностях твердой и жидкой фаз создает эффект

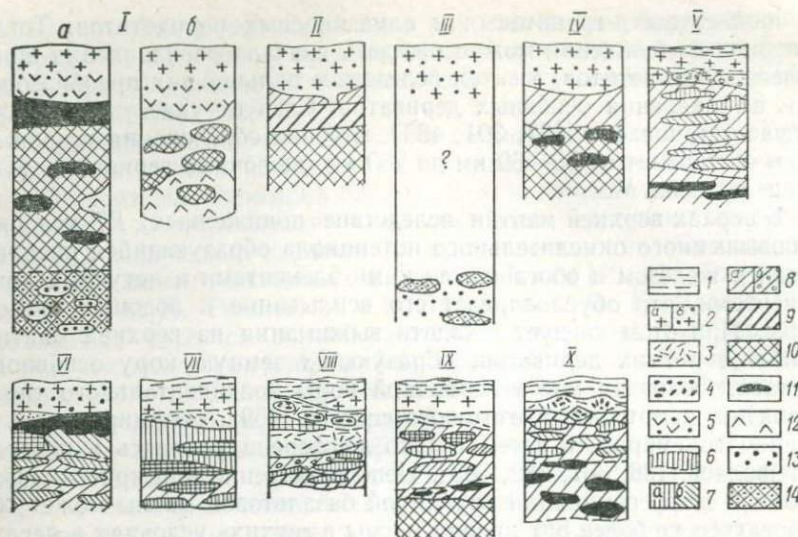


Рис. 48. Схематические разрезы земной коры и верхней мантии (по данным изучения глубинных включений [301]).

Разрезы: I — Далдыно-Алакитский район (трубки: а — «Удачная», б — «Загадочная»); II — Средне-Оленекский район (трубка «Обнаженная»); III — Урал и прилегающая часть Восточно-Европейской платформы; IV — плато Колорадо (США); V — Минуса и Монголия; VI — Памир и юго-западная часть Гиссарского хребта; VII — Западный Узбекистан и Восточный Казахстан; VIII — Курильские о-ва и Камчатка; IX — Итиноме-гата; X — Гавайские о-ва.

1 — осадочно-вулканогенные толщи; 2 — гранитно-метаморфический (а) и гранулитобазальтовый (б) слои; 3 — «габброидный» слой; 4 — дунит-верлитовые линзы; 5 — эклогитоподобные породы; 6 — алюминий-титанистые клинопироксениты (?); 7 — горнблендиты, амфиболитовые пироксениты (а), зеленые верлиты и пироксениты (б); 8 — шпинелевые лердолиты (а), плаггиоклаз-шпинелевые перидотиты (б); 9 — гранат-шпинелевые перидотиты; 10 — пироповые перидотиты; 11 — гранатовые пироксениты и эклогиты; 12 — гроспидиты; 13 — алмазные эклогиты; 14 — алмазные гарцбургиты. Белое в разрезе Iб — дистеновые эклогиты + эклогиты

самовсплывания достаточно мощных линз расплава [242]. К тому же при селективном плавлении в расплав в первую очередь переходят легкоплавкие соединения, а они большей частью легче, чем исходное вещество. В настоящее время выяснено большое значение летучих и флюидов при образовании магм [300, 371], пересыщение которыми при движении вверх также приводит к «облегчению» магм и способствует их подъему. Этому же способствует и внутреннее давление флюидов в очагах магмообразования. Характерно, что эффузивные породы, как правило, существенно легче не только своих интрузивных аналогов, а часто и пород как верхней части консолидированного фундамента, так и осадочного чехла [141, 142, 202, 307, 360]. Известно [32, 246, 389], что для магм, богатых летучими компонентами (фтором, водородом и др.), вполне возможна ликвация (расщепление исходной магмы) на базальтовую и перидотитовую, особенно в верхних горизонтах земной коры вследствие снижения давления. Отметим, что контрастная базит-гипербазитовая ассоциация вообще типична для раннезвгеосинклинальных так называемых

офиолитовых альпинотипных поясов и близких к ним океанических хребтов. С гравитационной точки зрения базальтоидам гораздо легче подниматься в самые верхние части земной коры вплоть до излияний на поверхность, внедрений в осадочный чехол в виде траппов и т. д., чем гипербазитам. Поэтому в целом для земной коры при основном и ультраосновном вулканизме должно быть характерным обогащение низов коры ультраосновными и более основными дериватами, а верхов — менее основными образованиями.

Следует подчеркнуть, что общая толща, например, мейчемитов на Сибирской платформе достигает 2500 м [65]. Однако вулканиты основного и ультраосновного состава встречаются или в виде дайковых комплексов, или в виде отдельных прослоев в осадочно-метаморфической толще. Во всяком случае для континентального типа коры не известны обширные площади, занятые базальтоидами, в отношении которых можно предполагать, что это верхняя часть сплошного «базальтового» слоя. Хотя в литературе нередко встречаются указания о выходах на поверхность консолидированного фундамента «базальтового» слоя, однако на самом деле речь идет либо о выходах на поверхность отдельных тел, либо комплексов пород, которые по составу или по достаточно высоким значениям v (6,50—7,20 км/с) принимаются за проявление пород, которые должны составлять «базальтовый» слой (например, породы, метаморфизованные в гранулитовой фации). Но нигде нет указаний о том, что это сплошные толщи базальтоидов, слагающих всю земную кору до ее подошвы.

Таким образом, обнаружение пород базальтоидного состава или, тем более, образований со скоростями и плотностями, характерными для базальтов, еще ни в коей мере не свидетельствует о наличии действительно «базальтового» слоя земной коры.

Рассмотрим влияние процессов прогрессивного метаморфизма на изменение плотности пород земной коры и зоны перехода к верхней мантии. Характерным является то, что эти процессы способствуют увеличению плотности с глубиной, так как даже при изохимическом метаморфизме от зеленосланцевой к амфиболитовой и гранулитовой фациям происходит увеличение плотности. Необходимо учитывать также, что при увеличении давления и температуры с глубиной метаморфические преобразования могут происходить с изменением химического состава и дегидратацией многих минералов при перемещении флюидов, щелочей и других более легких дериватов и утяжелении метаморфизованных пород [140, 240, 241, 246, 383].

Необходимо учитывать, что границы между термодинамическими условиями различных фаций метаморфизма весьма широкие и в условиях земной коры пограничные толщи имеют мощность свыше 10 км [96, 239, 240, 358, 389]. Важное значение имеет и состав пород. Так, плотности кислых пород гранулитовой фации меньше, чем основных пород зеленосланцевой [142]. Если рассматривать распределение плотностей различных метаморфических пород, то оказывается, что плотности попадают в широкую полосу значений

от 2,50—2,60 г/см³ до 3,50—3,60 г/см³ и нигде не наблюдается резких скачкообразных изменений. Таким образом, прогрессивный метаморфизм в общем создает градиентное нарастание плотности в земной коре с глубиной.

Рассмотрим влияние регрессивного метаморфизма, в первую очередь гранитизации. Образование гранитоидов обусловлено движением вверх флюидов, летучих и щелочей из верхов мантии и низов земной коры. Источником их могут быть как трансмагматические растворы [190, 191], процессы зонной плавки [71], проникновение флюидов, «газовых струй» из нижней мантии [69, 246, 299] при общей дегазации Земли [71], так и процессы «эклогитизации» и «базификации» пород земной коры при перемещении их на большие глубины, дегидратации и геохимических преобразованиях с выделением кремнезема, щелочей, воды, некогерентных элементов, летучих [96, 140, 239, 240, 246, 299, 302, 483]. Одним из существенных обстоятельств является то, что в низах земной коры стабильны эклогиты, а не базальтоиды, т. е. при перемещении на значительные глубины последние будут преобразовываться в эклогиты. Процесс необратим, так как при этом образуется и выносится вверх целый ряд легких соединений [239, 240, 300, 302, 483]. Следует указать и на то, что ниже определенного уровня термодинамических условий кислые породы, вовлекаемые в опускания, существовать не могут и выплавляются вверх [240]. Это сопровождается высвобождением гравитационной энергии, дополнительной генерацией тепла, выносом вверх тепла и приводит к реакциям окислительного характера, являющимся экзотермическими. Вполне вероятен разогрев толщ земной коры до температур, при которых будет происходить частичное или даже полное плавление вначале отдельных слоев и тел, наиболее благоприятных по составу для реакций гранитизации и (или) сложенных наиболее легкоплавкими компонентами, а затем и больших объемов вещества [139, 140, 246, 371].

Образование гранитоидов без плавления субстрата представить трудно, а непосредственное образование кислых магм в верхней мантии невозможно [190, 191, 239, 240]. Поэтому процесс гранитообразования необходимо рассматривать как такой, при котором происходит преобразование толщи пород начиная от верхов мантии (вынос некогерентных элементов и др.), низов коры («эклогитизация»), средней части коры (регрессивный метаморфизм, приводящий к гранитизации или мигматизации пород). В целом этот процесс приводит к извлечению и переносу в верхние горизонты в первую очередь наиболее легких (хотя и легкоплавких) элементов и соединений (лейкократизации) и утяжелению нижних горизонтов (меланократизации). Следует также указать, что при термодинамических условиях, характерных для земной коры, возможны поглощение воды и углекислоты мантийными оливинами и пироксенами и образование серпентинитов, т. е. более легких образований. При опускании блоков земной коры происходит дегидратация серпентинитов, а при выносе воды — утяжеление вещества. Очевидно,

что уровень между толщами, испытывающими «утяжеление» или «облегчение», зависит от интенсивности и глубины охвата коры процессами регрессивного метаморфизма. Важным является то, что в целом и этот процесс направлен на градиентное уменьшение плотности от низов коры к ее верхней части. При этом наиболее активно гранитизация и мигматизация происходят не в самой верхней части коры, где температуры для этого слишком низкие, а на некоторой глубине с оптимальным для этих процессов термодинамическим режимом [139]. Возникновение такого слоя наиболее активной гранитизации внутри земной коры, очевидно, можно идентифицировать с гранито-гнейсовым слоем, предполагаемым В. В. Белоусовым [38] на глубинах порядка 10—15 км. Как известно, гранитизация характерна для инверсионных структур при обстановке сжатия [246, 300]. Очевидно, что при этом возможны и гранитизация отдельных толщ слоистой среды верхней части коры, и образование достаточно мощной толщи гранитизированных пород внутри коры при возможном выходе на поверхность отдельных наиболее лейкократовых (а следовательно, и наиболее низкотемпературных) образований, приуроченных в первую очередь к хорошо проницаемым зонам наиболее интенсивного поступления из глубин флюидов и летучих, не израсходованных на гранитизацию нижележащих толщ, и возникновение отдельных плутонических тел. В частности, именно такими могут быть образование апикальных гранитоидных массивов Екатеринбургского, Дубовского и других, проявление глубинного диапиризма в приазовской части УЩ [125, 189].

Ухудшение проницаемости литосферы вследствие накопления осадков, залечивания многих каналов в литосфере в обстановке сжатия при общем охлаждении мантии после периода возбуждения приводит к созданию своеобразных ловушек, где тела гранитоидов могут существовать длительное время в состоянии полного или частичного плавления, если температура вмещающей среды выше солидуса гранитоидов. Такова, в частности, может быть пригода области низких (менее 6,5 км/с) значений v в нижней части Карпат [188].

Таким образом, процесс гранитизации может приводить к образованию слоев с инверсией плотности (а следовательно, и скорости), выделяемых на Украинском и Канадском щитах [109, 125, 135, 399]. Достаточно резкий скачок скоростей при этом может возникнуть на подошве такого слоя гранитизированных пород, подстилаемого не затронутыми или слабо затронутыми гранитизацией толщами земной коры. По мнению В. Б. Соллогубы и А. В. Чекунова [379], это могут быть породы «лунного» протофундамента.

На более ранних этапах развития Земли, когда только начала образовываться лейкократовая часть земной коры и когда сама земная кора была еще маломощной, в основном меланократового состава, при отсутствии или малом количестве воды и осадков, в условиях значительной проницаемости литосферы выход лейкократовых образований на поверхность земной коры был облегчен и

более вероятен. Поскольку поступление вещества из глубин сопровождается существенной переработкой пород верхней части коры, реализация этого процесса наиболее вероятна в виде воздымания гранито-гнейсовых куполов, овалов и валов. На этой ранней стадии развития и образования земной коры достаточно велика вероятность образования кольцевых структур. Очевидно, что наиболее интенсивно лейкократация может происходить в блоках, которые подвержены интенсивному воздействию трансмагматических глубинных растворов или в которых интенсивно прогрессивно метаморфизованные нижние толщи коры опустились на значительную глубину и где поэтому активнее происходят геохимические преобразования пород земной коры. Сочетание этих условий, по крайней мере второе из них, характерно для блоков, прошедших геосинклинальную стадию развития и испытавших инверсию [42]. Таким образом, значительное опускание вещества земной коры приводит к интенсивным процессам регрессивного метаморфизма в верхах коры и эклогитизации в ее низах. При малых амплитудах опускания эти процессы могут не начаться или происходить весьма слабо. Такую обстановку, вероятно, можно предположить в ДДВ. В Донбассе, где опускание было более значительным, заметно проявление и сжатия (наличие высокометаморфизованных толщ карбона), и кислого вулканизма (образование Нагольного кряжа).

При указанной схеме образования земной коры трудно представить возможность образования границы резкой смены пород лейкократового состава («гранитный» слой) и меланократового состава («базальтовый» слой), а тем более глобального распространения такой единой резкой границы.

Из приведенных выше рассуждений следует, что и на последующих этапах развития земной коры нет места таким процессам, которые приводят к образованию указанной единой глобальной границы. В то же время вполне вероятно наличие в земной коре отдельных тел, линз с повышенными v и ρ , что приводит к появлению серий контрастных границ. Кстати, здесь следует указать, что достаточно широко распространенное еще недавно мнение о том, что большие гранитные батолиты имеют глубокие корни, состоящие из основных пород, т. е. представляют собой продукты дифференциации единых магматических очагов, не подтверждается фактическим материалом и отвергается ведущими специалистами в области петрологии [239, 240].

Безусловно, в земной коре могут быть структуры, где происходит резкая смена и даже чередование пород лейкократового и меланократового состава. Такие структуры могут обуславливать инверсию как плотности, так и скорости при общей тенденции градиентного нарастания этих параметров с глубиной. Однако это, очевидно, не может указывать на существование резкой глобальной границы смены лейкократовых пород образованиями «базальтового» слоя.

Обратим внимание еще на одно обстоятельство. Различное сочетание во времени и в пространстве процессов магматизма разного

состава, прогрессивного и регрессивного метаморфизма при реализации явлений гравитационной дифференциации вещества и стремлении блоков литосферы к изостатическому равновесию приводит к тому, что в верхней части земной коры создаются условия для существования наиболее резко дифференцированных по плотности пород. Об этом же свидетельствует и то, что для верхней части коры характер флюидного режима различен в разных блоках, а с глубиной он унифицируется [246]. По мере углубления наряду с общей тенденцией нарастания плотности до гораздо менее дифференцированного плотностного уровня верхов мантии благодаря усилению влияния процессов метаморфизма, повышению давления флюидов и, как результат, уменьшению прочности и вязкости пород с глубиной [139] следует ожидать интегрирование состава пород, а следовательно, уменьшение латеральной плотностной изменчивости пород.

Очевидно, что при инверсионных и орогенных движениях перестройка коры происходит достаточно сложно, с перемещением отдельных блоков и глыб с различной скоростью, с подъемом отдельных тел на разную высоту, с гравитационным сползанием тел по склонам образующихся поднятий и т. д. При этом вполне возможно течение материала в глубинных частях земной коры, что позволяет объяснить выполаживание сейсмических границ [389]. Очевидно, это касается и плотностных уровней.

Таким образом, современные данные петрологии свидетельствуют о том, что как процессы образования земной коры континентального типа, так и последующие ее преобразования под воздействием прогрессивного и регрессивного метаморфизма приводят к такому распределению вещества, при котором характерным является градиентно-слоистое нарастание плотности от кровли к подошве консолидированной земной коры при наличии отдельных достаточно контрастных плотностных границ и слоев инверсии плотности. В континентальных условиях низы коры находятся при таких высоких термодинамических параметрах, что там происходит преобразование вещества в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма. При этом плотность пород низов коры континентального типа может достигать значений порядка $3,20-3,30 \text{ г/см}^3$, а в случае интенсивной эклогитизации и выше (глава I). Поэтому наиболее вероятно, что переход от земной коры континентального типа к верхам мантии происходит в пределах зоны мощностью до первых десятков километров, где возможны такие изменения состава пород, что вряд ли следует ожидать наличие плотностного контраста более $0,15-0,25 \text{ г/см}^3$.

§ 3. Трудности в гравиметрии при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии

Трудности решения задач интерпретации гравитационных полей в первую очередь обусловлены тем, что обратные задачи гравиметрии в общей постановке не имеют единственного решения

[310, 315—317, 319, 323—325]. К тому же эти задачи являются неустойчивыми, так как наличие в исходных данных незначительных погрешностей может вызывать сколь угодно большие вариации решений [344]. Эти принципиальные трудности усложняются еще тем, что наблюдения производятся дискретно при вполне возможной неравномерности расположения точек в плане на пересеченном рельефе в областях конечных размеров, причем трудно определить закон распределения вероятностей случайной ошибки как из-за ограниченных объемов выборок, так и из-за влияния локальных геологических объектов [310].

При поисково-разведочных задачах, достаточно ясных и простых, эти трудности преодолеваются тем, что решения обычно требуется находить для весьма незначительного количества параметров при закреплении или достаточно жестких диапазонах изменения остальных параметров. В большинстве случаев на свойства вмещающей среды и аномалиеобразующих объектов накладываются жесткие ограничения. Практически это сводится к исследованию отдельных аномалий или их совокупностей при заранее заданных сведениях о природе и классе аномалиеобразующих объектов, количество которых ограничено и в большинстве случаев считается известным. Наилучшим образом разработана теория интерпретации так называемых изолированных аномалий.

Однако при изучении структур земной коры и верхней мантии этот исторически сложившийся подход интерпретации отдельных аномальных особенностей поля оказывается явно недостаточным. Геологические задачи оказываются более сложными, количество определяемых параметров и диапазоны их изменения в сложной неоднородной среде значительно увеличивается, изучению подлежат не отдельные аномалии, а все поле. К тому же наряду с усилением трудностей фундаментального характера специфика изучения глубинных структур вызывает дополнительные осложнения геологического и вычислительного характера.

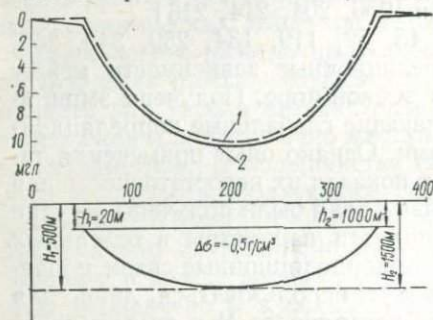
В связи с тем что в настоящее время перед гравиметрией поставлена задача изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии в пределах сложных регионов, необходим новый качественный подход к решению этой задачи, чем на этапе поисково-разведочных работ. Необходимо исследовать влияние не отдельных возмущающих тел в однородной среде, а определить гравитационный эффект всей изучаемой среды, которая в общем случае представляет собой совокупность различных трехмерных возмущающих объектов, часто характеризующихся градиентными изменениями плотности с глубиной и расположенных на разных структурных этажах [179, 198, 200, 203, 204, 209, 212, 216]. В связи с этим выбираемые методы интерпретации должны быть направлены на изучение не беспорядочного скопления возмущающих объектов, а упорядоченной совокупности петрографических образований, закономерность строения и взаимосвязь которых определены геологической историей изучаемого региона [180, 200, 204, 209].

Большинство же известных методов или не могут быть привлечены к решению поставленной задачи, или обладают существенными ограничениями. Применяемые модификации методов изучения глубинного строения регионов часто предусматривают предварительное формальное определение региональной составляющей поля и последующую интерпретацию остаточных аномалий. Но если объектом исследований является вся земная кора и верхи мантии, их гравитационное влияние может внести существенный вклад в так называемый региональный фон; поэтому целесообразно проводить интерпретацию всего наблюдаемого поля [200, 204, 214, 216].

Некоторые исследователи [44, 45, 52, 119, 134, 259, 343, 365, 507 и др.] пытались найти корреляционные зависимости между аномалиями Буге и границами в земной коре. Получены эмпирические формулы и графики, выражающие глобальные корреляционные связи между этими параметрами. Однако опыт применения таких формул в конкретных регионах показал их недостаточность для решения региональных задач, в связи с этим были получены десятки эмпирических формул, связывающих эти параметры в отдельных районах. Но и в региональном плане корреляционные связи проявляются далеко неоднозначно и могут использоваться лишь для предварительных оценок глубин до поверхности М и других параметров [44]. Из материалов по равнинной части Украины следует [49, 58, 125, 200, 212], что ни о каких четких корреляционных связях речи быть не может, так как в пределах даже одного профиля ГСЗ эта связь может быть как прямой, так и обратной. Так, в общем единому уровню поля по VIII профилю ГСЗ (рис. 42) на УЦ соответствуют значительные перепады глубин до раздела М. В то же время Голованевский гравитационный максимум расположен над уступом раздела М, тяготеет к его погружению, а Кировоградский минимум располагается в области подъема раздела М. В пределах Донбасса общее значительное уменьшение интенсивности поля силы тяжести к северу не увязывается с волнообразным поведением раздела М; весьма различна здесь и связь отдельных аномальных зон Δg с экстремумами раздела М (рис. 54, 103).

В классических методах интерпретации используются такие понятия, как «аномалия», «нормальный фон» и соответствующие им геологические представления о «возмущающем объекте» (или их совокупности) и «вмещающей среде». Составляя методологическую основу интерпретации физических полей с позиций классических теорий, технические возможности этих методов позволяют оперировать лишь ограниченным количеством переменных в среде, принимаемой однородной. К настоящему времени достаточно хорошо разработана лишь теория интерпретации «изолированных» аномалий. Контактная поверхность, как показал В. Н. Страхов [319, 320], однозначно может быть восстановлена только в том случае, если она разделяет однородные слои и известны асимптоты наблюдаемых кривых поля силы тяжести и плотности слоев на контакте. На практике же всегда имеется совокупность различных неоднородных объектов, располо-

женных на разных структурных этажах. И если на разведочном этапе при изучении отдельных приповерхностных объектов в идеализированной однородной среде классический подход был вполне оправдан и позволял достаточно успешно решать конкретные разведочные задачи, то при изучении глубинного строения земной коры, когда стоит задача изучения всей геологической среды, классическими методами можно получить весьма приближенные решения, лишь в общих чертах осредненно отображающие реальное геологическое строение. Таким образом, уже на начальном этапе интерпретации огромное разнообразие



49. Гравитационное поле над моделью впадины мощностью 500 м при мощности перекрывающих наносов 20 м (1) и 1000 м (2)

реальной геологической среды «подгоняется» фактически под простейшие схемы, для которых в рамках соответствующих теорий исследователи пытаются найти строгие решения.

Поскольку наблюдаемое гравитационное поле является отражением всех плотностных неоднородностей разных структурных этажей, при разделении полей происходит искажение и потеря информации. Так, обширная по площади приповерхностная неоднородность обусловит аномалию (рис. 49), которая при разделении полей попадает в региональную составляющую. Геологическая же природа последней, как правило, при интерпретации классическими методами вообще не рассматривается и по сути для исследователя остается «вещью в себе».

Часто применяются всевозможные преобразования наблюдаемых полей, трансформации, цель которых — подавление эффекта от одних объектов и выпячивание влияния других (например, при пересчете в верхнее полупространство исключаются аномальные особенности поля от лежащих близ поверхности наблюдений объектов, при вычислениях высших производных подавляется влияние глубинных объектов). В связи с этим хотелось бы отметить следующее. Математический аппарат всех преобразований и сама их физическая суть таковы, что происходит лишь «подавление» одних и «выпячивание» других особенностей поля. Так, принимается, что при пересчете поля на достаточную высоту в трансформированном поле отражается влияние только глубинных объектов. Но если, например, в разрезе осадочного чехла есть впадина шириной до 300 км, но мощность отложений в ней равна первым сотням метров, а заполняющие породы имеют плотность, отличную от плотности вмещающей толщи, то при пересчете поля даже на несколько десятков километров обусловленная впадиной аномалия будет сохраняться. При указанном выше подходе к интерпретации эта аномалия будет истолковываться как проявление глубинного объекта.

Гравитационный эффект от мульды шириной в 300 км и такой же протяженности при пологих контактах подобен по интенсивности и морфологии (рис. 49) аномалиям от глубинных объектов, например от гипотетической поверхности К в Донбассе [201, 212].

Вообще следует отметить, что использование любых трансформаций (как и выявление корреляционных связей) геологически может быть целесообразно лишь в пределах регионов с достаточно идентичными физико-геологическими условиями.

Общей для многих подходов к интерпретации гравитационного поля являлась попытка расчленить поле на составные части с выделением на количественном или качественном уровне (но в любом случае формально) отдельных особенностей поля, которые затем анализируются. Все аналитические методы по сути применимы лишь к отдельным аномалиям, формально, с неизвестной точностью выделенными из общего поля. Для даже не очень сложной среды, где невозможно четко разделить эффекты от групп различных объектов на разных структурных этапах, правомочность разделения поля весьма условна, а допуски при интерпретации даже в достаточно хорошо математически обоснованных методах очень велики. Все аналитические методы исходят из исследования отдельных объектов в однородной среде, но на практике это весьма редкий частный случай, а при изучении всей земной коры — невозможный. Даже при интерпретации отдельной «изолированной» аномалии весьма велика неоднозначность решения обратной задачи из-за принципа эквивалентности [310, 313, 315, 316, 323, 324].

В настоящее время чаще всего для изучения глубинного строения применяется метод подбора в различных модификациях, о чем более подробно мы остановимся в главе III. При этом основным условием успешного решения поставленной задачи считается совпадение расчетного (подобранного) и наблюдаемого полей. Широкое применение ЭВМ обеспечивает реализацию такого решения без особых трудностей. Сейчас известно много алгоритмов решения прямых и обратных (линейных и нелинейных) задач [55, 114, 115, 118, 195, 250, 308—312, 384, 385, 496 и др.], успешно применяемых в различных регионах разными исследователями. Однако можно рассчитать множество моделей для одной и той же территории, создающих на поверхности одинаковый эффект. Например, для Голованевской структуры на Украинском щите известны модели, в которых аномалия Δg объясняется только неоднородностью верхней части земной коры [125, 253], связывается с опусканием раздела М [113, 117] или с подъемом этой границы [102]. Неоднозначность решения обратной задачи (хотя часто она решается и прямыми методами) обусловлена сложностью изучаемых объектов, недостаточностью исходной информации, большими допусками к диапазонам используемых параметров, отсутствием надежных критериев правильности получаемых построений [209].

Необходимо отметить, что метод подбора разрабатывался и развивался для решения конкретных разведочных и поисковых задач,

когда необходимо было искать решение для небольшого количества возмущающих объектов одного структурного этажа в среде, которую в первом приближении вполне обоснованно можно было принимать однородной. При этом исследования обеспечивались достаточно хорошо изученными плотностными характеристиками как вмещающей среды, так и искоемых объектов, а при расчетах использовался такой достаточно точно определяемый параметр, как избыточная плотность возмущающих объектов. Незначительная глубина залегания и небольшие размеры искоемых объектов часто позволяли достаточно точно проводить расчеты в двухмерном варианте. Для исключения влияния глубинных объектов из наблюдаемого поля вычитался региональный фон. Если полученные решения представляли поисковый или разведочный интерес, выполнялось проверочное бурение, что позволяло оценить точность проведенных расчетов и внести, в случае необходимости, коррективы в значения используемых для интерпретации параметров.

Основным недостатком такого подхода является то, что независимо от степени упрощения модели или даже существенного несоответствия модели первого приближения истинной структуре и свойствам изучаемых объектов, решение, как правило, находится. И если информация, заложенная в геометрии и свойствах модели первого приближения, будет неверной или неправильными окажутся наши предположения о параметрах возмущающих объектов, то полученное решение как одно из возможных для заданных условий математической задачи, может оказаться весьма неточным или даже ошибочным с геологической точки зрения, хотя формально наблюдаемое и подобранное поля будут совпадать.

При моделировании структур земной коры и верхней мантии более или менее достоверны (да и то не всегда) отдельные параметры самой верхней части изучаемой среды. Плотностная же характеристика глубинных объектов и их геометрия являются теми параметрами, которые необходимо изучать в процессе исследований. При большом количестве различных глубинных тел вполне возможны эквивалентные перераспределения геометрии и плотности отдельных объектов без изменения (по крайней мере существенного) гравитационного поля. Поэтому одного критерия — совпадения наблюдаемого и вычисленного эффекта — явно недостаточно. Необходимо наилучшее согласование плотностной модели структур земной коры и верхней мантии с геологическими и петрографическими материалами, данными других геофизических методов и сведениями о плотностной характеристике глубинных пород, получаемыми (гл. I) по зависимости $\rho = f(v)$ в конкретном регионе.

Большинство применяемых в настоящее время методов или не могут быть достаточно успешно привлечены для изучения глубинных структур, или обладают существенными ограничениями. На основе опыта исследований, проводимых на Украине в ИГ АН УССР, тресте Укргеофизразведка и в других учреждениях [49, 50, 55, 58, 113, 114, 179, 185, 198—200, 212, 214—218, 298 и др.], а также резуль-

татов выполненного нами теоретического моделирования был проведен анализ затруднений вычислительного и геологического плана, с которыми встречаются исследователи этой сложной проблемы [198, 200, 201]. Некоторые из них были отмечены В. Н. Страховым еще в 1962 г. [313].

Как правило, для интерпретации в пределах континентов используется гравитационное поле в редукциях Буге или Фая, представляющее собой разницу между наблюдаемым значением силы тяжести (с поправкой за притяжение промежуточного слоя и приведением к уровню моря) и теоретически вычисленным нормальным значением поля в каждой точке исследований. Погрешности при введении поправок и неточности применяемых нормальных формул, анализ которых представляет самостоятельный интерес, не вносят принципиально больших ошибок при моделировании в гравитационном поле глубинных структур по профилям ГСЗ протяженностью в первые сотни километров.

Полученное поле представляет собой первую производную потенциальной функции и по сути указывает на изменения распределения масс на глубинах в изучаемых регионах. Поэтому одинаковые глубинные плотностные неоднородности, характерные для конкретной территории исследований, не вызывают изменений аномального гравитационного поля. Естественно, что в тех регионах, где глубинные границы субгоризонтальны, их ундуляции создают незначительный аномальный эффект.

Различными исследователями расчеты гравитационного влияния выявленных ГСЗ контрастных структур часто проводятся при предположении о постоянстве плотностей в пределах «гранитного» и «базальтового» слоев и перепаде плотностей на границах К и М соответственно порядка 0,2 и 0,4—0,5 г/см³. Это дает, как правило, значения амплитудных аномалий, превышающие, иногда в несколько раз, максимальный амплитудный эффект в наблюдаемом поле [49, 185, 198, 212, 214, 298]. Так, для X профиля ГСЗ, пересекающего приазовскую часть УЩ, Донбасс и выходящего на ВКМ, вычисленный амплитудный эффект достиг 375 мгл, в то время как в наблюдаемом поле он примерно в пять раз ниже [198, 212, 214, 298]. Часто характерным для таких расчетов, особенно на границе К, является отсутствие корреляции расчетного поля даже с морфологией наблюдаемого поля. Более подробно мы на этом остановимся ниже. Здесь лишь укажем, что интерпретация в предположении о четком делении консолидированной коры на «гранитный» и «базальтовый» слои с резкими перепадами плотностей на границах К и М не согласуется с современными данными о структуре и свойствах среды. Но проявляется эта несогласованность именно на контрастных структурах, так как для субгоризонтальной среды любые ошибки в параметризации структур будут близкими для всей территории и не проявятся при моделировании.

Из теории гравитационного метода известно, что гравитационное поле наиболее чувствительно к поверхностным объектам. Более

того, массы, расположенные на больших глубинах, могут быть как бы «выметены» в верхние слои [10, 111, 114]. Гравитирующее влияние глубинных объектов может быть формально заменено эффектом от фиктивных приповерхностных тел. Здесь следует указать, что даже для тех профилей ГСЗ, по которым выявлены достаточно контрастные структуры по границам К и М, известны примеры моделирования гравитационного эффекта только от верхних частей земной коры, хорошо совпадающего с наблюдаемым полем [113, 114, 272, 487].

В то же время эффект от пологих приповерхностных структур, занимающих большие площади, может быть эквивалентно заменен влиянием более глубинных объектов (рис. 49). Очевидно, что при выделении регионального фона влияние этой неоднородности войдет в региональную составляющую и в этом случае будет интерпретироваться как глубинный объект.

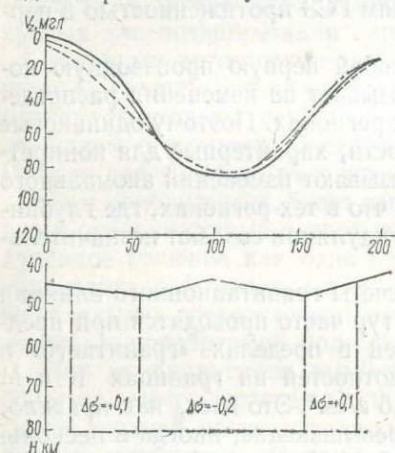


Рис. 50. Эквивалентная замена в гравитационном поле эффекта от раздела К (в интерпретации 1968 г.) неоднородностями ниже раздела М по профилю ГСЗ XI Новоазовск — Титовка

При интерпретации следует учитывать явление взаимной компенсации влияния масс с аномальной избыточной плотностью различного знака, располагающихся друг под другом [14, 245, 261]. При этом возникают автолокализационные особенности поля, сходные с аномалиями краевого эффекта (эффекта Гельмерта). В результате аномалии сужаются в плане и появляются дополнительные относительные экстремумы обратного знака по обе стороны от основной аномалии. Морфология поля при этом такая же, как при разностном эффекте от перемещения одной и той же неоднородности из верхних горизонтов в нижние (рис. 50), когда для компенсации поля нужно вводить дополнительные массы противоположной аномальной плотности по обе стороны от основного объекта. Таким образом, не только для количественной, но и качественной интер-

Однако при «перемещении» возмущающего объекта вниз следует учитывать, что морфология поля над поверхностными и глубинными объектами различна. Так, нами был теоретически рассчитан эффект от фиктивной контрастной границы К под Донбассом по X профилю ГСЗ в интерпретации прежних лет [269]. Затем была предпринята попытка объяснить этот эффект неоднородностями в верхней мантии, т. е. ниже границы М. Это удалось, но только при расположении по обе стороны основной неоднородности двух меньших неоднородностей противоположного знака относительно вмещающей среды (рис. 50).

При интерпретации следует учитывать явление взаимной компенсации влияния масс с аномальной избыточной плотностью различного знака, располагающихся друг под другом [14, 245, 261]. При этом возникают автолокализационные особенности поля, сходные с аномалиями краевого эффекта (эффекта Гельмерта). В результате аномалии сужаются в плане и появляются дополнительные относительные экстремумы обратного знака по обе стороны от основной аномалии. Морфология поля при этом такая же, как при разностном эффекте от перемещения одной и той же неоднородности из верхних горизонтов в нижние (рис. 50), когда для компенсации поля нужно вводить дополнительные массы противоположной аномальной плотности по обе стороны от основного объекта. Таким образом, не только для количественной, но и качественной интер-

претации подобных аномальных полей необходимо задаваться какими-либо представлениями о природе и свойствах среды. С другой стороны, приведенные примеры наглядно показывают необходимость тщательного изучения глубинного строения регионов даже при исследованиях верхних структурных этажей, так как за счет определенной комбинации глубинных объектов могут возникать аномальные особенности поля, морфологически весьма сходные с локальными аномалиями, вызываемыми объектами, расположенными в менее глубоких горизонтах.

Характерной геологической ситуацией, с которой сталкивается интерпретатор в практике геофизических работ, является совместное расположение на некотором уровне двух или нескольких однотипных объектов, например горстов или грабенов на любом структурном этаже либо пачек крутопадающих пластов на поверхности фундамента. Поэтому определение условий, при которых аномальный эффект от каждого тела проявляется раздельно или аппроксимационно, а также возможность разделения суммарного аномального эффекта от двух или нескольких тел представляют большой теоретический и практический интерес не только при гравитационном моделировании глубинных структур, но и при решении многих других задач.

Нами [197, 206, 212] были проведены исследования по определению расстояния c между объектами в случае, когда аномальный эффект от каждого из тел в отдельности перестает проявляться, а создает суммарный эффект. В общем случае для двух объектов $c = y_1 + y_2 - b_1 - b_2$, где b_1 и b_2 — полумощности объектов, а y_1 и y_2 — координаты точек перегиба аномальных кривых относительно центров объектов. Для двух вертикальных полубесконечных пластов было найдено аналитическое выражение полей V_{zz} и $V_z(V_{xz})$ и выяснено, что разрешающая способность гравиметрии приблизительно вдвое меньше, чем методов измерения вторых производных V_{zz} (и магнитометрии).

Определение условий, при которых исчезает внешняя дифференцированность наблюдаемого поля V_z над ограниченными по глубине трехмерными объектами, было проведено с помощью численного моделирования для прямоугольных призм при различных соотношениях параметров этих призм и по результатам составлены соответствующие номограммы [212]. Основные выводы сводятся к следующему. Расстояние c между призмами тем больше, чем меньше их горизонтальная мощность; уменьшение размеров по простиранию уменьшает c ; увеличение глубины залегания резко увеличивает c .

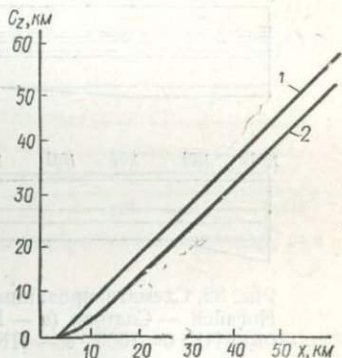


Рис. 51. Изменение C_z при различных размерах блоков:
1 — 10×10 км; 2 — 20×20 км.

Блоки на глубинах залегания границы М создают дифференцированный эффект, если расстояние между блоками порядка глубины залегания верхних кромок (рис. 51).

Моделирование сложных уступов показало, что по мере погружения крыльев уступа ступенеобразное поле с ортогональными ступенями аппроксимируется простой ступенью диагонального протирания.

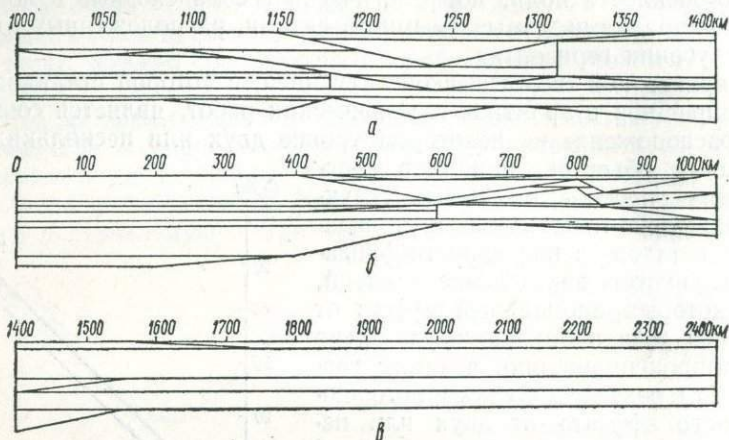


Рис. 52. Схематизированный плотностной разрез по профилю X ГСЗ Ногайск — Сватово (а — ПК 1000—1400) и на его продолжениях (б — ПК 0—1000; в — ПК 1400—2400)

Все указанные явления необходимо учитывать при изучении глубинного строения регионов и гравитационном моделировании. Для этого автором монографии предложен ряд номограмм и таблиц [197, 212].

Значительные погрешности могут возникать и при замене трехмерных структур двухмерными [198, 212, 384, 385]. Расчетами на моделях мы выяснили [210], что замена реальных по размерам трехмерных блоков на разделе М двухмерными может вызвать ошибки в сотни процентов. Реальные величины этих расхождений показаны на рис. 60—63. При гравитационном моделировании глубинных структур по профилям ГСЗ X и XI, пересекающим Донбасс, было получено, что максимальный аномальный эффект структур при их протяженности вкrest профиля 20 км составил меньше 20%, а при протяженности 80 км — 60% эффекта, создаваемого практически бесконечными по простираию структурами [212].

При исследованиях по профилям ГСЗ X и XI нами [208, 212, 298] вначале все глубинные разделы за пределами изучаемых профилей были приняты горизонтальными, а затем учтены генерализованные глубинные неоднородности на протяжении по 1000 км к северу и к югу от профилей (рис. 52). Оказалось, что общий амплитудный эффект (разница между максимальным и минимальным значениями) по профилю X изменился на 16 мгл. Расчеты на теорети-

ческих моделях [201, 210] показали, что существенное изменение структуры раздела М ощущается как в величине, так и в морфологии поля на расстоянии до сотен километров. Поэтому в реальных условиях необходимо количественно учитывать влияние неоднородностей глубинного строения смежных регионов.

Обычно длина профилей ГСЗ составляет первые сотни километров и большей частью существенных латеральных неоднородностей в верхней мантии не фиксируется. Поэтому в первом приближении

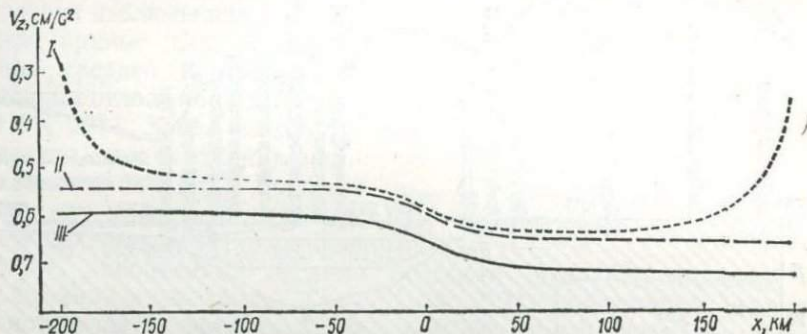


Рис. 53. Моделирование поля V_z над глубинным сбросом в земной коре при различных размерах модели.

I—III— см. объяснение в тексте

верхняя мантия нами принималась изотропной и все вычисления велись относительно какой-то стандартной плотности этого слоя. Кстати, если в процессе исследований появляются какие-либо материалы или гипотезы, свидетельствующие о плотностных неоднородностях в мантии, последние легко могут быть введены в модель со свойствами, представляющими разность между выбранной стандартной и установленной (или предполагаемой) плотностью. При таком подходе удобнее всего вести все расчеты, определяя дефицит плотности каждой из структур земной коры относительно плотности верхней мантии. Естественно, что рассчитываемые поля будут отрицательными, поэтому при интерпретации целесообразно совместить уровни наблюдаемого и расчетного полей над регионом, где наиболее полно и достоверно изучено глубинное строение и достаточно спокойное поле.

Поскольку все вычисления ведутся относительно верхней мантии, необходимым оказалось определить размеры модели изучаемой среды, чтобы не ощущалось влияния граничных условий. Для этого теоретически было исследовано поле над вертикальным уступом на разделах К (с 15 до 20 км) и М (с 35 до 40 км) при дефиците плотности относительно верхней мантии «гранитного» и «базальтового» слоев в 0,70 и 0,40 г/см^3 . При модели 400 × 400 км (рис. 53, I) ограничение размеров начинает существенно сказываться уже на расстоянии 70—80 км от сброса. Увеличение протяженности по профилю до 2400 км для моделей 2400 × 400 км (рис. 53, II) и

2400 × 2400 км (рис. 53, III) показало, что влияние ограничения протяженности моделей начинает сказываться на расстоянии в 500 км от сброса, где значения V_z продолжают изменяться с градиентом 0,008 мгл/км. Ограничения размеров модели среды также существенны — различие только амплитудного эффекта кривых II и III в интервале ±200 км от линии сброса составило 14,07 мгл при разных уровнях поля. Поэтому было признано целесообразным раз-

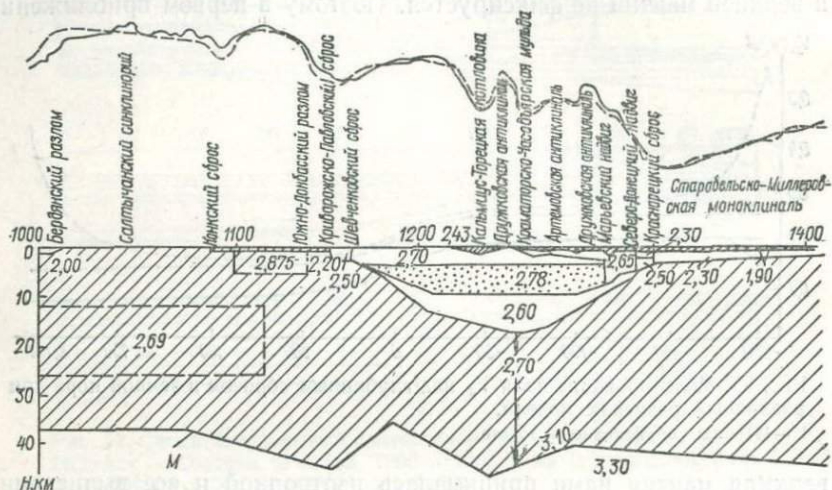


Рис. 54. Моделирование плотностного разреза по профилю ГСЗ Ногайск — Сватово (σ , г/см³)

меры рассчитываемой модели увеличивать на 1000 км в обе стороны от исследуемых участков.

Очень часто наибольшие градиенты поля отождествляются с проекциями границ блоков [298]. На моделях было выяснено, что для глубинных объектов наибольшие градиенты поля смещаются до 3—5 км от границ блоков, что следует учитывать при тектонических построениях.

Затем опытно-методическими исследованиями по профилю ГСЗ X Приморск — Сватово, пересекающему контрастные глубинные структуры [107, 269], было выяснено, что при стандартных представлениях о двухслойной модели консолидированной коры и морфологии границы К в интерпретации тех лет [269] (при плотностных перепадах на границах К и М порядка 0,20—0,30 и 0,30—0,40 г/см³) амплитудный эффект расчетного поля достигает 360 мгл и превышает наблюдаемый примерно в пять раз. Совпадение расчетного и наблюдаемого полей (рис. 54) оказалось возможным только после отказа от учета гравитирующего влияния раздела К (что затем нашло подтверждение и в материалах ГСЗ), снижения плотностного контраста на разделе М до 0,20 г/см³ и тем самым принятия градиентного нарастания плотности с глубиной в консолиди-

рованной коре, а также уточнения с помощью гравитационного моделирования поведения сейсмической границы М [198, 212, 214, 215, 298]. Расчетами различных вариантов моделей было выяснено, что наилучшим образом совпадают наблюдаемая и расчетная кривые над Донбассом при средней плотности осадочных отложений в $2,70 \text{ г/см}^3$ [198, 298]. Затем было определено, что отложения мезокайнозоя на бортах Донбасса создают эффект до -20 мгл , а локальные структуры в Донбассе, заполненные легкими осадками (рис. 55), вызывают понижения поля свыше 15 мгл [198, 212]. Аналогичная величина аномального эффекта (рис. 56) обуславливается и изменениями плотности [172, 212] в блоках с разной степенью метаморфизации пород карбона Донбасса [198, 212, 218]. Наряду с этим оказалось, что протяженные пологие приповерхностные структуры создают аномалии, которые ни по морфологии, ни по интенсивности нельзя отличить от глубинных неоднородностей.

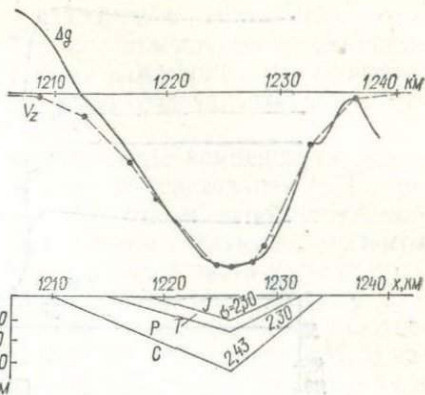


Рис. 55. Подбор кривой V_2 над Кальмиус-Торецкой котловиной

Таким образом, уже на первом этапе исследований стало ясно, что нужны более глубокие представления о структуре и свойствах консолидированной коры, чем условное двухслойное деление, согласование плотностных и скоростных параметров, тщательный учет влияния приповерхностных структур и т. д. В то же время было выявлено, что гравиметрия имеет большую разрешающую способность при изучении неоднородностей верхнего структурного этажа и позволяет выявлять ряд таких особенностей глубинного строения, которые потребовали или пересмотра сейсмических построений, или позволили остановиться на одном из предпола-

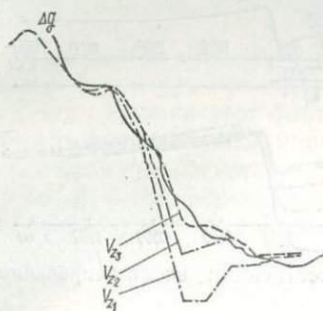


Рис. 56. Подбор кривой V_2 над блоком в пределах Лутугинской тектонической зоны (σ , г/см^3)

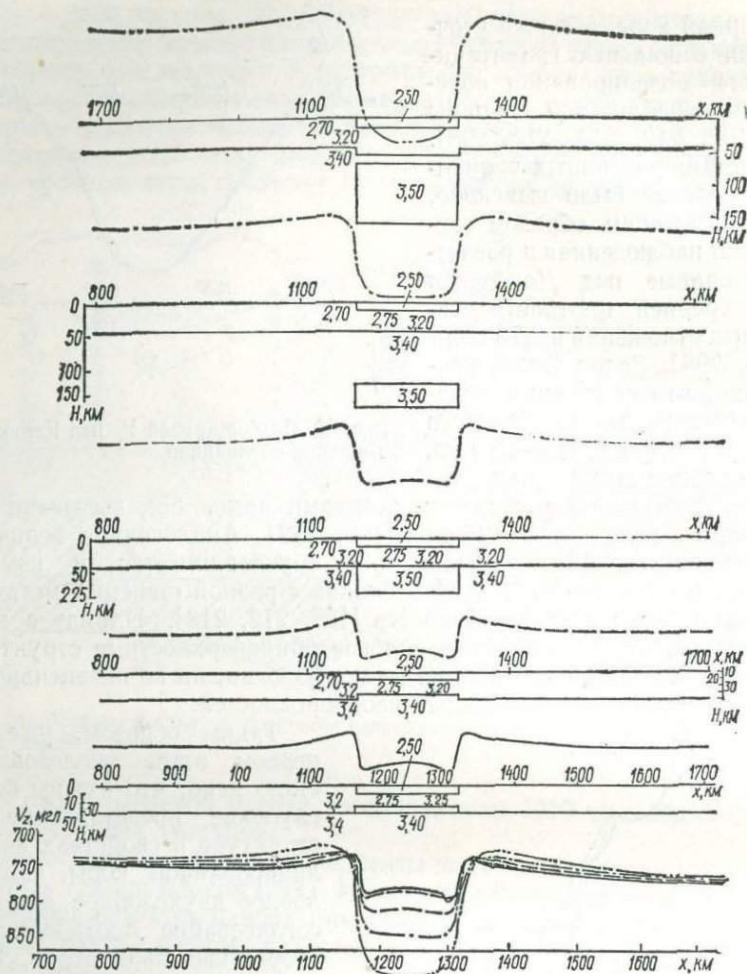


Рис. 57. Расчеты поля V_2 над изостатически скомпенсированной впадиной (σ , г/см^3)

гаемых вариантов. Важен и тот факт, что всем основным тектоническим нарушениям, выделенным по материалам ГСЗ в Донбассе, соответствуют и характерные особенности гравитационного поля, указывающие на связь глубинных разломов с поверхностными [198, 214, 215].

В настоящее время достаточно распространены взгляды о том, что большинство структур земной коры хорошо изостатически скомпенсированы, и рассматриваются различные механизмы изостатического уравнивания [13—22, 86, 87, 98, 136, 157, 241—244, 249, 258, 283, 355, 356, 396, 452, 460, 507 и др.]. Первые обобщения результатов гравитационного моделирования [19, 182, 183, 202]

также показывают, что земная кора находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию, особенно в стабильных в тектоническом отношении регионах. В то же время даже полностью изостатически скомпенсированные структуры могут создавать аномалии гравитационного поля.

Поскольку возможны различные варианты компенсации одних и тех же структур, нами были продолжены исследования М. Е. Артемьева [14] на теоретических моделях впадины, заполненной осадочными отложениями. При этом рассмотрены следующие варианты компенсации (рис. 57): а) уплотнение в нижней части коры при горизонтальном разделе М; б) подъем раздела М; в) уплотнение мантии непосредственно под горизонтальным разделом М; г) уплотнение в нижней части литосферы при горизонтальном разделе М; д) наличие одинаковой впадины как на поверхности фундамента, так и на разделе М и уплотнение в литосфере. Результаты гравитационного моделирования показывают, что всегда за пределами впадины появляются незначительные максимумы поля, а сама впадина отражается достаточно глубоким минимумом. Последний, если компенсационные массы расположены выше или несколько ниже общего раздела уровня М и ширина впадины достаточно большая, осложнен относительным максимумом. Если компенсация происходит глубже, в литосфере, то такой максимум второго порядка не появляется, а относительная амплитуда максимумов по обе стороны впадины уменьшается. Отсюда видно, что характер гравитационного поля зависит как от ширины изостатически скомпенсированной структуры [14], так и от глубины расположения компенсационных масс.

До настоящего времени все расчеты гравитационного влияния глубинных структур, как правило, проводились без учета сферичности Земли. Однако этот фактор также может оказывать влияние на точность расчетов, особенно для обширных территорий при резких контрастах глубинного строения. Следовательно, необходимы специальные исследования в этом направлении.

Таким образом, при изучении глубинных структур земной коры и верхней мантии с помощью гравиметрии существует целый ряд трудностей, с которыми необходимо считаться в практике интерпретации.

§ 4. Величина и характер гравитационного поля над плотностными моделями структур земной коры при градиентном и послойном нарастании плотности с глубиной

К настоящему времени накоплены обширные геологические, петрологические, сейсмические, гравитационные и другие материалы, свидетельствующие об отсутствии резкого перепада

плотностей на границе К и значительно меньшем, чем принималось ранее, перепаде плотностей при переходе от земной коры к верхней мантии. В связи с этим возник вопрос: если на самом деле земная кора представляет собой градиентно-слоистую среду, то насколько точными и корректными будут количественные расчеты гравитационного эффекта над различными структурами при прежних представлениях о двух-слойном строении коры? К. Ф. Тяпкин [348] высказал предположение, что наблюдаемые на практике гравитационные аномальные эффекты в значительной степени могут быть объяснены градиентным нарастанием плотности земной коры с глубиной. При этом предполагалось синхронное перемещение поверхности фундамента и границы М, но количественных расчетов влияния обоих факторов сделано не было.

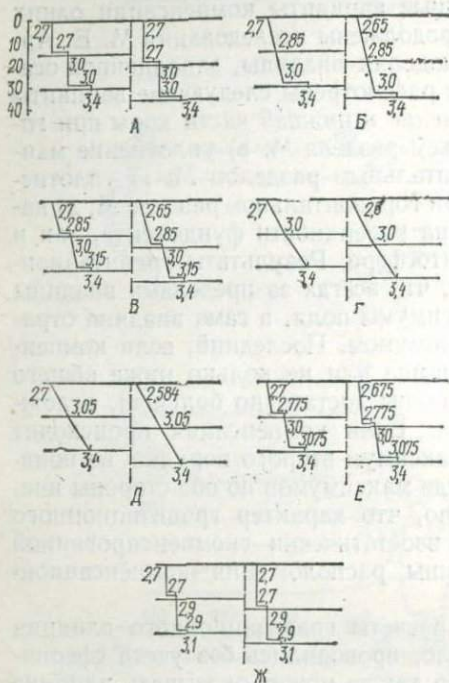


Рис. 58. Различные плотностные модели над глубинным сбросом (σ , г/см³): А — Ж — варианты изменения плотности с глубиной

ти А и Ж (3,40 и 3,10 г/см³) этот эффект составил 58 мгл.

Весьма интересным оказалось сравнение темпов изменения поля V_2 при сравнении амплитудных значений V_2 моделей с градиентным нарастанием плотности (Б — Е) относительно модели с постоянной плотностью (А) на различных расстояниях от линии сброса (рис. 59). Характерно, что все разностные кривые положительны и имеют максимумы на некотором расстоянии от линии сброса. Это объясняется следующим. В моделях с постоянной плотностью слоев аномальный эффект создается только той частью разреза, где соприкасаются слои с различной плотностью, и в нашем случае аномалиеобразующие объекты расположены на глубине 15—20 и 30—35 км. Для моделей при изменении плотности с глубиной аномалиеобразующие объекты расположены по всей плоскости сбрасывателя, и, таким образом, аномальный эффект, хотя и незначительный по своей вели-

чины гравитационного эффекта над различными структурами при прежних представлениях о двух-слойном строении коры? К. Ф. Тяпкин [348] высказал предположение, что наблюдаемые на практике гравитационные аномальные эффекты в значительной степени могут быть объяснены градиентным нарастанием плотности земной коры с глубиной. При этом предполагалось синхронное перемещение поверхности фундамента и границы М, но количественных расчетов влияния обоих факторов сделано не было.

Поэтому на первом этапе исследований в 1968 г. нами на модели сброса были проведены расчеты для семи вариантов изменения плотности с глубиной (рис. 58). При одинаковой плотности мантии (3,40 г/см³) различие в амплитудном эффекте моделей А—Е достигло всего 16 мгл, а при различии в плотностях мантии

чине, создается разностью плотностей, начиная с самых верхних частей разреза. При этом наибольший разностный эффект наблюдается у моделей Г и Д, где градиенты нарастания плотности самые большие.

Для тех же моделей были вычислены поля V_{xz} и V_{zz} , которые показали различия контактных и градиентных моделей среды.

Результаты моделирования показали, что гравитационный эффект структур земной коры при градиентном нарастании плотности с глубиной как по амплитуде, так и по морфологии поля отличается от такового при выборе плотностей постоянными в слоях [212, 218, 457].

Если просто сравнивать гравитационные эффекты при разном распределении плотности с глубиной, то только за счет различия масс разных моделей над одной и той же структурой мы получим результаты, существенно отличающиеся друг от друга. Поэтому нами было проведено сравнение эффекта над моделями отдельно для градиентного и отдельно для слоистого (с постоянными плотностями в слоях) распределения плотностей. В дальнейшем первый класс моделей будем называть градиентным, а второй класс — контактным. При этом был использован прием, применявшийся различными исследователями [26, 52, 384, 509], когда вычисления проводятся относительно некоторой «стандартной» (обычно наиболее типичной) структуры земной коры. Для контактной модели за такой стандарт был принят блок с равными мощностями (по 20 км) «гранитного» и «базальтового» слоев и перепадом плотностей на границе К в $0,20 \text{ г/см}^3$ и на границе М в $0,40 \text{ г/см}^3$.

При выборе стандарта распределения плотностей в градиентной модели мы исходили из того, что при моделировании контрастных структур земной коры от УЩ к ВКМ через Донбасс для земной коры наиболее вероятно относительно постепенное увеличение плотности от поверхности фундамента (при осредненной плотности $2,70 \text{ г/см}^3$) к низам коры (плотность $3,10 \text{ г/см}^3$), а на разделе М наиболее вероятен перепад плотностей в $0,20 \text{ г/см}^3$; на границе К заметного перепада плотностей не ожидается [198, 212, 298].

Поэтому для градиентной модели, геометрически идентичной контактной, было принято, что при той же мощности земной коры (40 км) в последней происходит нарастание плотности на $0,4 \text{ г/см}^3$, а на границе М

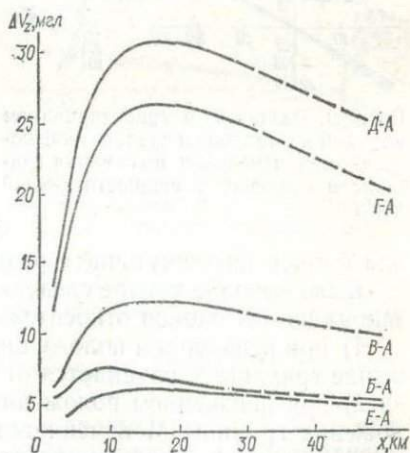


Рис. 59. Сравнение эффекта V_z от различных градиентных плотностных моделей земной коры с моделью при постоянных плотностях

перепад плотностей составляет $0,2 \text{ г/см}^3$. Конечно, такое представление также является схематичным, так как в земной коре могут встречаться зоны с увеличением и уменьшением (до отрицательных значений) градиента плотности, а переход от земной

коры к верхней мантии скорее всего не резкий, а происходит в пределах какой-то зоны, однако оно гораздо ближе к действительности, чем представление о просто слоистом строении.

При теоретическом моделировании нами рассмотрено изменение максимального амплитудного гравитационного эффекта V_z над центром конкретной структуры относительно вмещающей среды, за которую всегда принимается «стандартная» модель земной коры соответственно в контактном и градиентном вариантах. Расчеты производились при различных размерах «аномального» блока отдельно в рамках контактной и градиентной моделей. Нами рассчитаны гравитационные эффекты от блоков $12,5 \times 12,5 \text{ км}$, $25 \times 25 \text{ км}$, $50 \times 50 \text{ км}$, $100 \times 100 \text{ км}$, $200 \times 200 \text{ км}$, т. е. когда размеры блоков по простиранию и вкrest простирания одинаковы или когда блоки, пересекаемые расчетным профилем, имеют такие же параметры одной стороны при бесконечном простирании блока вкrest профиля. В отдельных случаях производились расчеты

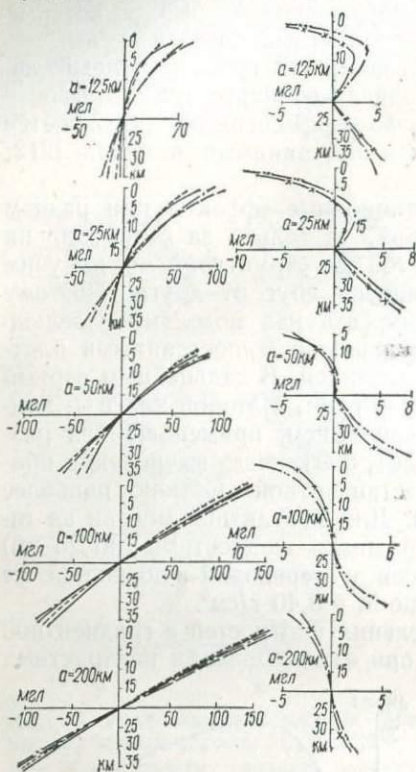


Рис. 60. Различие в гравитационном влиянии контактной и градиентной моделей при изменении положения границы и неизменной мощности земной коры

для блоков промежуточных размеров.

Было выбрано четыре следующих варианта изменения структуры «аномальных» блоков относительно вмещающей среды:

- 1) при неизменном положении границы М на глубине 40 км положение границы К изменяется от 0 до 35 км;
- 2) при неизменном положении границы К на глубине 20 км положение границы М изменяется от 25 до 60 км;
- 3) при неизменной мощности (20 км) слоя между границами К и М кровля этого слоя изменяет положение от 5 до 40 км;
- 4) сохраняется постоянным соотношение 1 : 2 расположения границ К и М при изменении положения границы М от 20 до 65 км.

Для всех указанных блоков интервал изменения по глубине соответствующих поверхностей составлял 5 км со сгущениями в наиболее интересных проявлениях получаемых закономерностей.

Все расчеты, выполнявшиеся по программам В. И. Старостенко [308], сведены в таблице и представлены для каждого из четырех

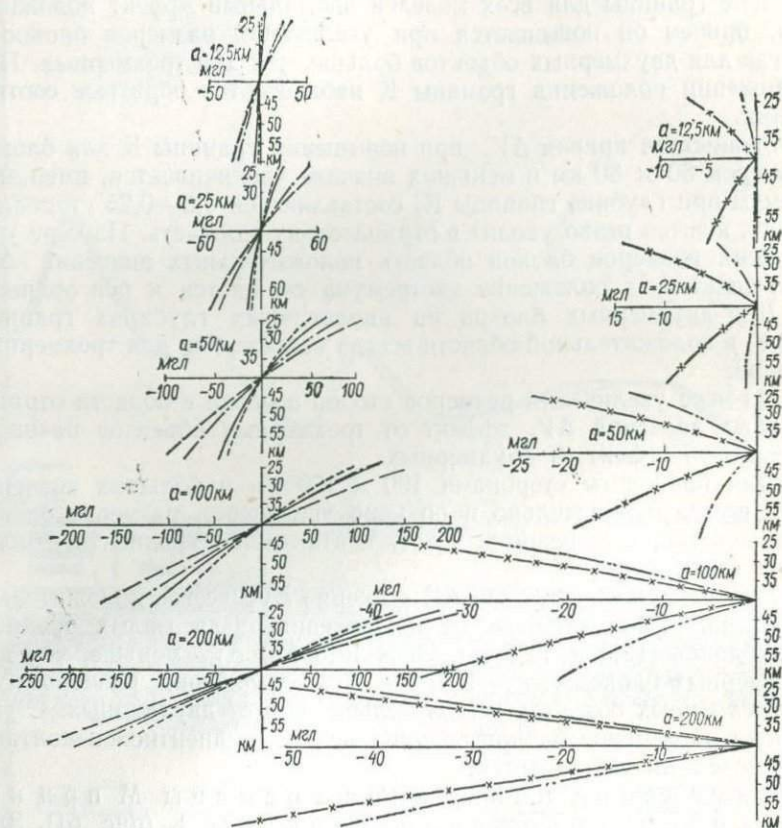


Рис. 61. Различия в гравитационном влиянии контактной и градиентной моделей при изменении положения границы М и неизменном положении границы К

вариантов изменения строения земной коры следующими графиками (рис. 60—63).

1. Величина максимального амплитудного эффекта V_z в зависимости от изменения глубинных границ блока для каждого размера стороны блока при контактной модели в трехмерном (сплошная кривая) и двухмерном (пунктирная кривая) вариантах и при градиентной модели (соответственно штриховая и штрих-пунктирная линии).

2. Разница ΔV_z между значениями V_z градиентной и контактной моделей каждого блока в зависимости от изменения глубинных

границ блока (штриховая кривая с двумя точками — для трехмерных блоков, штриховая с крестиком — для двухмерных).

Рассмотрим некоторые результаты выполненного моделирования.

Изменение положения границы К при неизменной мощности земной коры (рис. 60). При подъеме границы для всех моделей аномальный эффект положителен, причем он повышается при увеличении размеров блоков и всегда для двухмерных объектов больше, чем для трехмерных. При понижении положения границы К наблюдаются обратные соотношения.

Разностная кривая ΔV_z при повышении границы К для блоков размером 50×50 км и меньших вначале увеличивается, имея экстремум при глубине границы К, составляющей 0,5—0,25 стороны a блока, а затем резко уходит в отрицательную область. По мере увеличения размеров блоков область положительных значений ΔV_z сокращается, а положение экстремума смещается к оси ординат.

Для двухмерных блоков на аналогичных глубинах границы К ΔV_z в положительной области всегда меньше, чем для трехмерных блоков.

По мере увеличения размеров сторон a блока в области отрицательных значений ΔV_z эффект от трехмерных объектов начинает превышать эффект от двухмерных.

Для блоков со сторонами 100×100 км и больших значение ΔV_z всегда отрицательно и по мере увеличения размеров блоков уменьшается, т. е. разница между контактной и градиентной моделями стирается.

При погружении границы К значение ΔV_z всегда положительно и увеличивается по мере ее погружения. Для малых трехмерных блоков ($12,5 \times 12,5$ км, $25 \times 12,5$ км) ΔV_z меньше, чем для трехмерных блоков с $a = 12,5$ км. При увеличении размеров ΔV_z от трехмерных объектов всегда больше, чем от двухмерных. С увеличением размеров блоков разница между градиентной и контактной моделями уменьшается.

Изменение положения границы М при неизменном положении границы К (рис. 61). Значение ΔV_z всегда отрицательно, т. е. во всех случаях эффект от градиентной модели меньше, чем от контактной. Для двухмерных объектов эта разница всегда больше, чем для трехмерных. При подъеме границы М эта разница наибольшая для блоков с величиной $a = 50$ км, а при опускании границы М — для блоков с $a = 100$ км. По мере увеличения размеров блоков абсолютная величина ΔV_z увеличивается. Интересно, что по мере повышения положения границы М темп увеличения значений ΔV_z возрастает, а по мере понижения границы М темпы увеличения снижаются.

Изменение положения нижней части земной коры при неизменной ее мощности (рис. 62). Вначале рассмотрим изменения ΔV_z при повышении положения слоя нижней части земной коры.

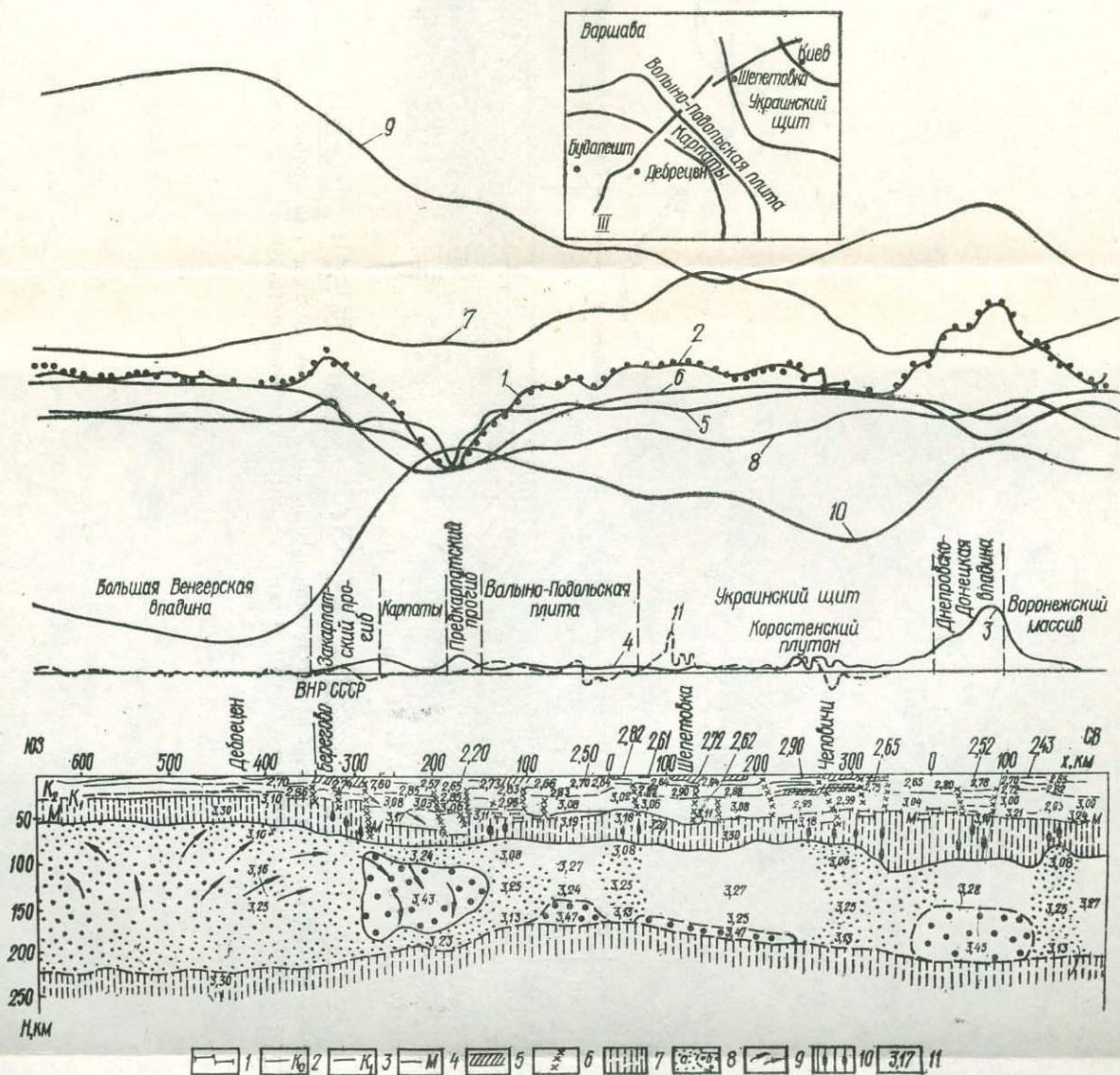


Рис. 72. Геолого-геофизический разрез земной коры и верхней мантии по III Международному профилю ГСЗ (по А. В. Чекунову, К. А. Болюбах [378]):

1 — земная кора с сейсмическими границами по данным ГСЗ; 2 — поверхность фундамента; 3 — раздел Конрада; 4 — раздел М; 5 — участки повышенной плотности в коре; 6 — разломы; 7 — над- и подастеносферные части мантии; 8 — астеносфера с участками относительно пониженной (а) и повышенной (б) плотностей; 9 — направление перемещения материала в мантии и земной коре; 10 — подводящие каналы базальтоподобной магмы; 11 — значение плотности (г/см^3).
 Кривые поля силы тяжести: 1 — наблюдаемая; 2 — расчетная от модели, включающая составляющие от: 3 — локальных тел, 4 — более крупных объектов, 5 — латеральных неоднородностей в осадочном чехле и фундаменте, 6 — «базальтового» слоя, 7 и 8 — латеральных неоднородностей в земной коре, 9 — раздела М, 10 — латеральных неоднородностей в верхней мантии; 11 — кривая вертикальной составляющей аномального магнитного поля

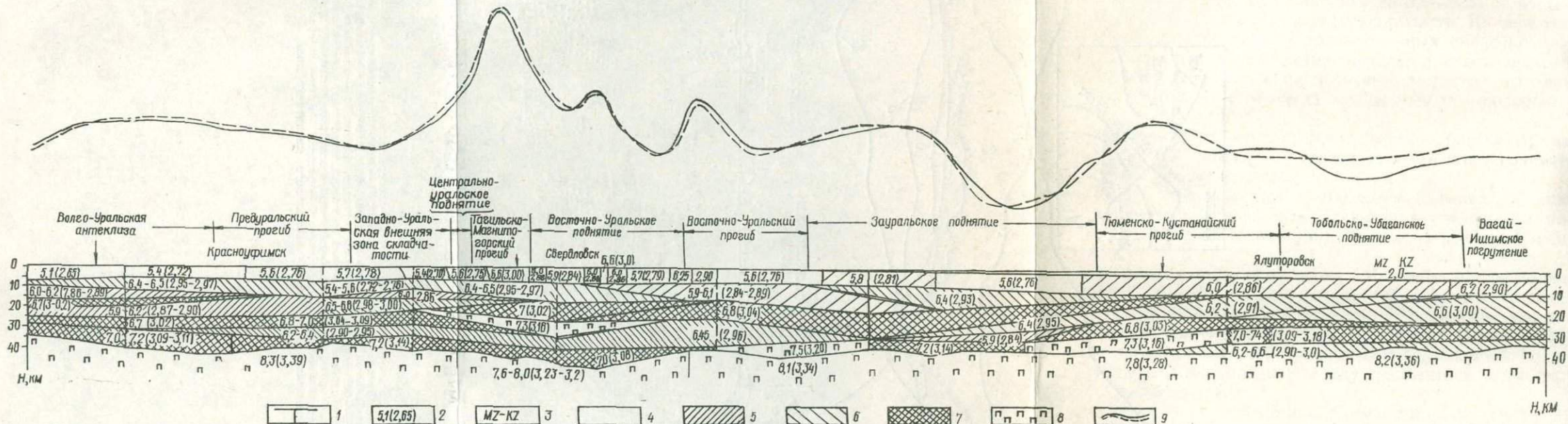


Рис. 73. Скоростной и плотностной (σ , г/см³) разрезы по Свердловскому профилю ГСЗ (расчет плотности выполнен по формуле $\sigma = 0,233 v + 1,46$ [289]):

1 — линия, где выполнен расчет интервальных скоростей; 2 — пластовая скорость (км/с) и расчетная плотность (г/см³); 3 — мезо-кайнозойские отложения; 4 — 8 — породы с различной плотностью; 9 — наблюдаемая и рассчитанная (штриховая) кривые изменения силы тяжести в условном уровне

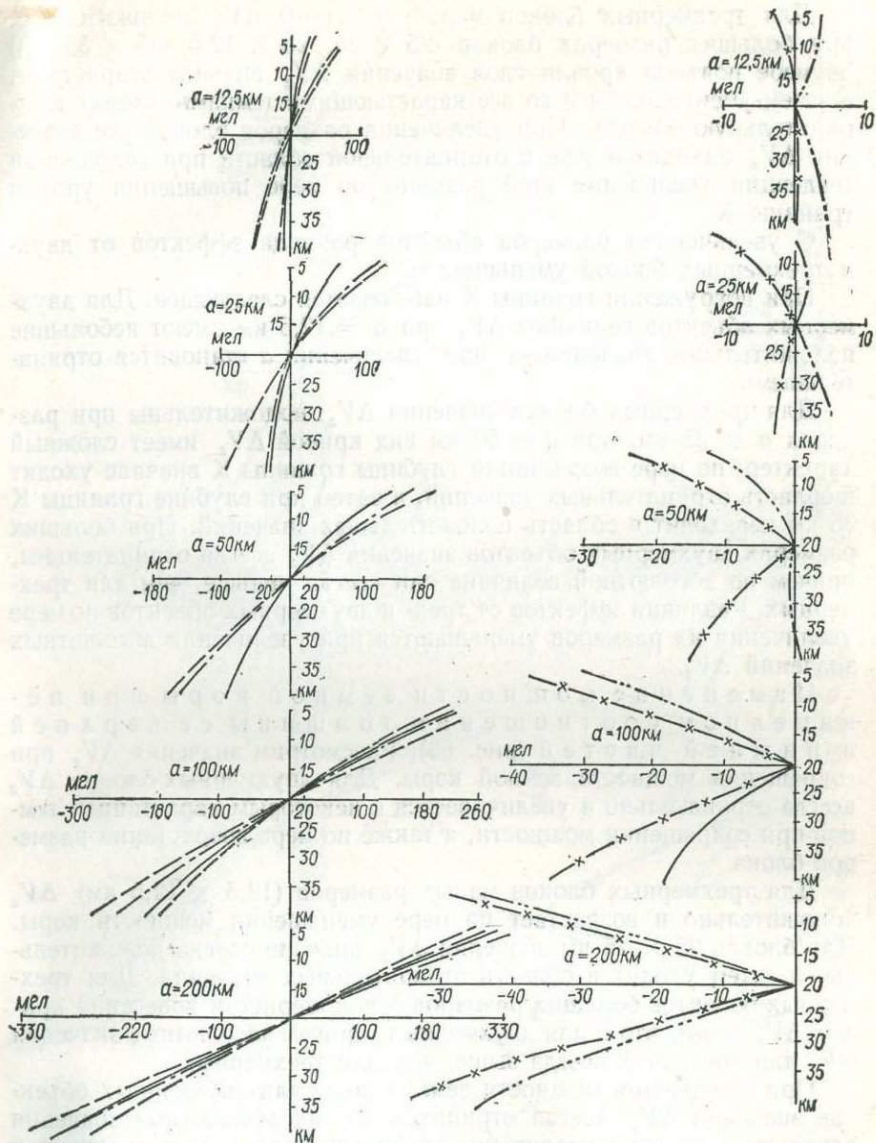


Рис. 62. Различие в гравитационном влиянии контактной и градиентной моделей при синхронном изменении положения границ К и М

Для двухмерных объектов величина ΔV_z всегда отрицательна. При этом для мелких ($12,5 \times 12,5$ км) по мере сокращения мощности верхней части коры ΔV_z вначале очень близко к нулю, и лишь при глубинах К, меньших 14 км, значения ΔV_z начинают изменяться со все нарастающей скоростью.

Для трехмерных блоков малой величины ΔV_z положительна, при больших размерах блоков (25×25 ; $25 \times 12,5$; 35×35 км) по мере подъема кровли слоя значения ΔV_z вначале возрастают, а затем уменьшаются и со все нарастающими темпами уходят в отрицательную область. При увеличении размеров блоков все значения ΔV_z находятся уже в отрицательной области при сохранении тенденции увеличения этой разницы по мере повышения уровня границы К.

С увеличением размеров объектов разница эффектов от двух- и трехмерных блоков уменьшается.

При погружении границы К наблюдается следующее. Для двухмерных объектов величины ΔV_z при $a = 12,5$ км имеют небольшие положительные значения, а при увеличении a становятся отрицательными.

Для трехмерных блоков значения ΔV_z положительны при размерах a до 35 км, при $a = 50$ км вид кривой ΔV_z имеет сложный характер: по мере возрастания глубины границы К вначале уходит в область отрицательных значений, а затем при глубине границы К 35 км переходит в область положительных значений. При больших размерах двухмерных объектов значения ΔV_z всегда отрицательны, причем по абсолютной величине они всегда меньше, чем для трехмерных. Различия эффектов от трех- и двухмерных объектов по мере увеличения их размеров уменьшаются при увеличении абсолютных значений ΔV_z .

Изменение мощности земной коры при измененном соотношении толщины ее верхней и нижней частей (рис. 63). Рассмотрим значения ΔV_z при сокращении мощности земной коры. Для двухмерных блоков ΔV_z всегда отрицательно и увеличивается с некоторым нарастанием темпов при сокращении мощности, а также по мере возрастания размеров блока.

Для трехмерных блоков малых размеров ($12,5 \times 12,5$ км) ΔV_z положительно и возрастает по мере уменьшения мощности коры. Для блоков 25×25 км значения ΔV_z вначале слегка положительны, а затем уходят в область отрицательных значений. Для трехмерных объектов больших размеров закономерности поведения кривых ΔV_z те же, что и для двухмерных, причем абсолютные значения ΔV_z для последних всегда выше, чем для трехмерных.

При увеличении мощности земной коры для двухмерных объектов значения ΔV_z всегда отрицательны, их абсолютные значения возрастают по мере увеличения мощности коры и при увеличении размеров объектов.

Для двухмерных объектов малых размеров ($12,5 \times 12,5$; 25×25 км) значения ΔV_z положительны, причем очень близки при одинаковых глубинах К и М. При увеличении размеров блоков (25×50 км) кривая ΔV_z сначала слегка отрицательна, а затем переходит в малые положительные значения. Для блока 50×50 км значения ΔV_z сначала уменьшаются, а затем уровень отрицатель-

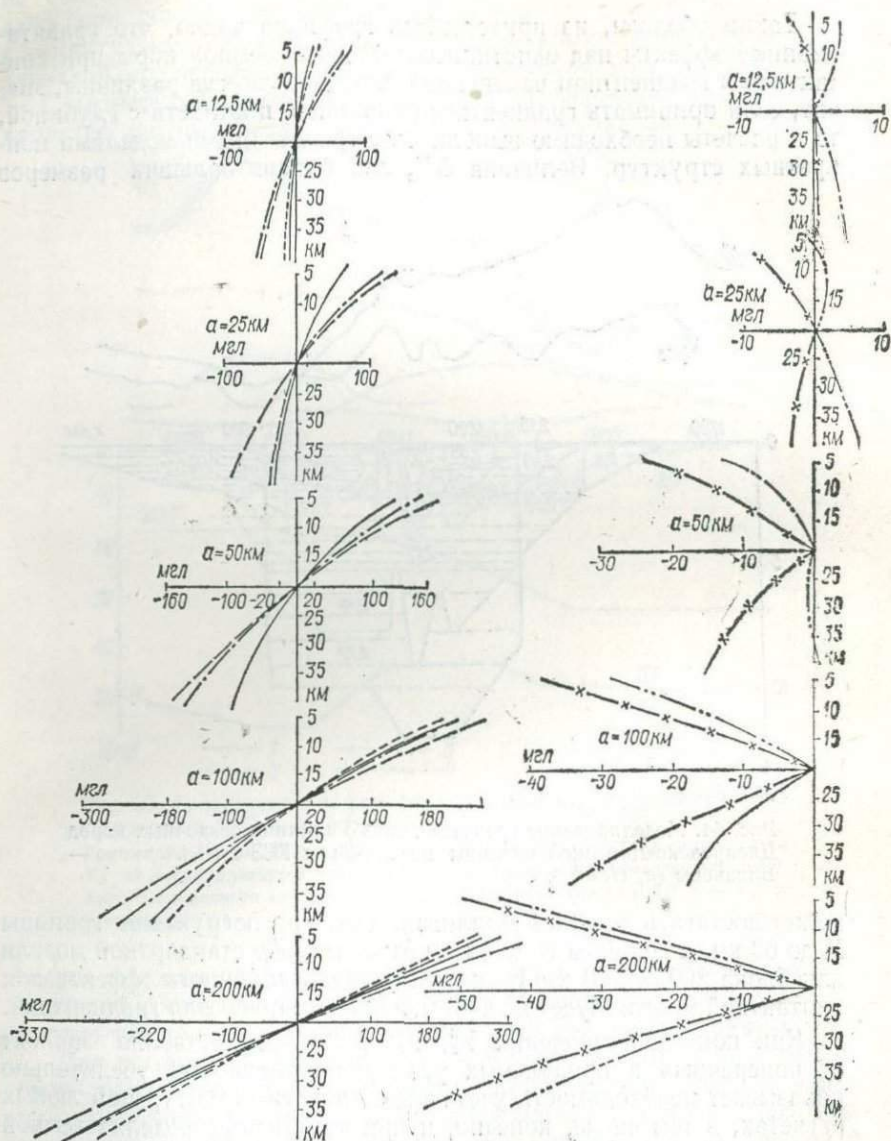


Рис. 63. Различие в гравитационном влиянии контактной и градиентной моделей при изменении мощности земной коры с пропорциональным изменением каждого слоя

ных значений остается постоянным. Для больших размеров блоков ΔV_z всегда отрицательно, хотя темп роста отрицательных значений по мере увеличения мощности коры замедляется. Значения ΔV_z для двухмерных объектов всегда по своей алгебраической величине меньше, чем для трехмерных блоков.

Таким образом, из приведенных графиков видно, что гравитационные эффекты над однотипными блоками земной коры при контактном и градиентном изменении плотности всегда различны, значит, если принимать градиентное нарастание плотности с глубиной, то и расчеты необходимо выполнять с градиентными моделями конкретных структур. Величина ΔV_z для блоков больших размеров

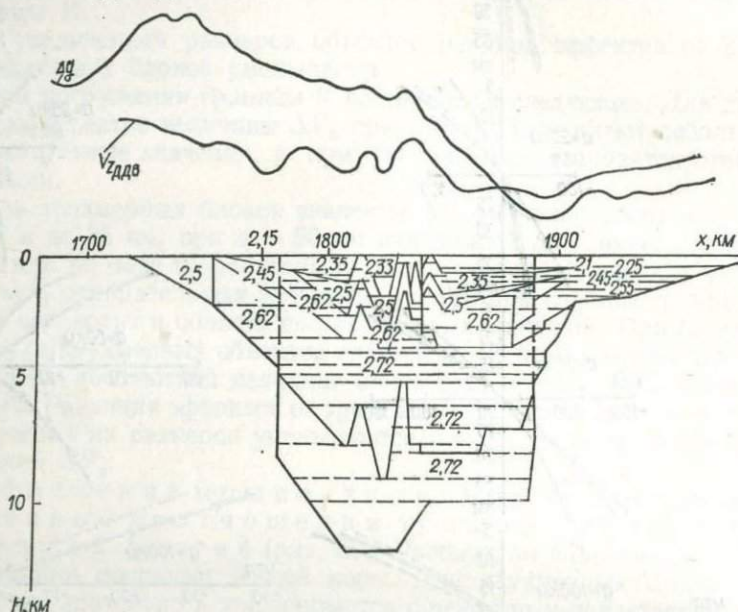


Рис. 64. Моделирование гравитационного влияния осадочных пород Днепровско-Донецкой впадины по профилю ГСЗ I Шевченко — Близнецы (σ , г/см³)

может достигать десятков миллигал. Так, при погружении границы М до 60 км, а границы К до 30 км относительно стандартной модели для блока 200×200 км уменьшение гравитационного эффекта для контактной модели будет на 44,3 мгл большим, чем для градиентной.

Как показано, значения V_z^K , V_z^{rP} и ΔV_z существенно зависят от поперечных и продольных размеров блоков. Это убедительно показывает необходимость учета трехмерности структур при любых расчетах, в том числе, конечно, и при контактных моделях земной коры, что было показано нами уже и ранее [196, 208, 218].

Одной из существенных трудностей, с которыми сталкиваются исследователи при расчетах гравитационного эффекта над глубинными структурами, являются большие перепады этого эффекта, обычно намного превышающие перепады в наблюдаемом поле. Большой частью их или стараются уменьшить, снижая плотность верхней мантии, или пытаются объяснить такими крупными неоднородностями в верхней мантии, которые ни в каких физических полях

не подтверждаются. Проведенные исследования показывают, что даже при сохранении сильно расчлененного рельефа раздела М с амплитудами от 30 до 60 км при замене контактной модели градиентной этот перепад уменьшается на несколько десятков миллигал.

Следовательно, результаты расчетов подтверждают градиентный характер распределения плотности в структурах земной коры, а

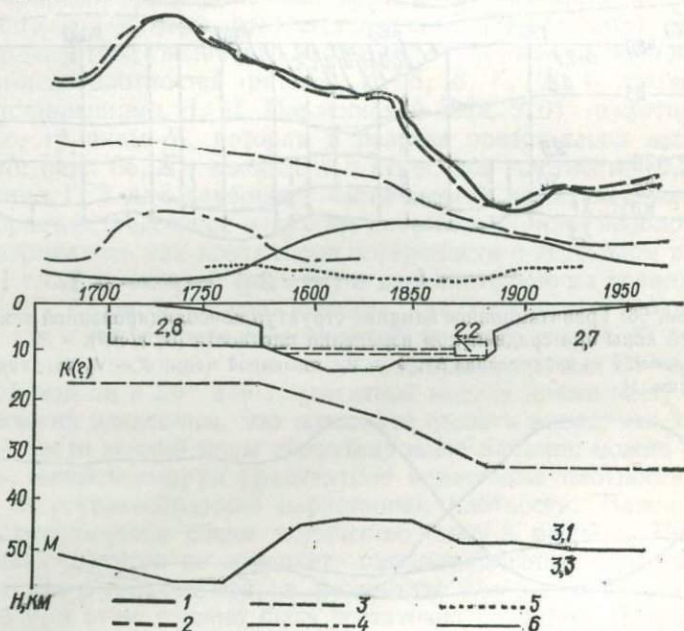


Рис. 65. Гравитационное влияние различных структур земной коры по профилю ГСЗ I (σ , г/см³).

Кривые: 1 — наблюдаемая Δg ; 2 — суммарная V_2 от всех тел модели; 3 — V_2 от неоднородностей земной коры; 4 — V_2 от пород повышенной плотности Волчанского выступа; 5 — V_2 от отложений соли в ДДВ; 6 — V_2 от границы М

также показывают, что проведение расчетов по контактной модели приводит к значительным погрешностям. Кроме того, расчеты необходимо выполнять с учетом трехмерности реальных структур.

Для профиля ГСЗ Шевченко — Близнецы нами [207] в 1970 г. было выполнено предварительное гравитационное моделирование при тщательном учете неоднородностей осадочного чехла ДДВ и их трехмерностей (рис. 64). Наблюденная кривая хорошо совпала с расчетной по форме локальных особенностей при существенном перекосе уровней полей. Объяснение этому было получено в результате расчета гравитационного влияния границы М с перепадом плотности в 0,20 г/см³ и условной границы К (?) с перепадом плотности в 0,10 г/см³, а также введения в верхнюю часть земной коры блока повышенной плотности (0,10 г/см³) под Волчанским выступом и

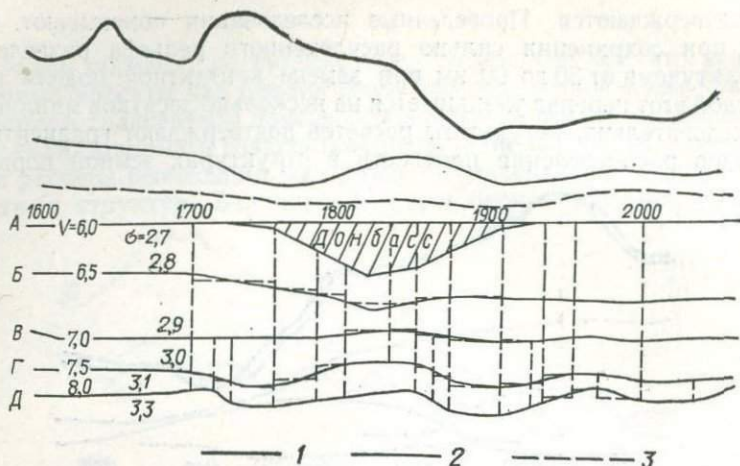


Рис. 66. Гравитационное влияние структур консолидированной земной коры при градиентном изменении плотности (σ , г/см³).
Кривые: 1 — наблюдаемая Δg ; 2 — V_z от земной коры; 3 — V_z от границы М

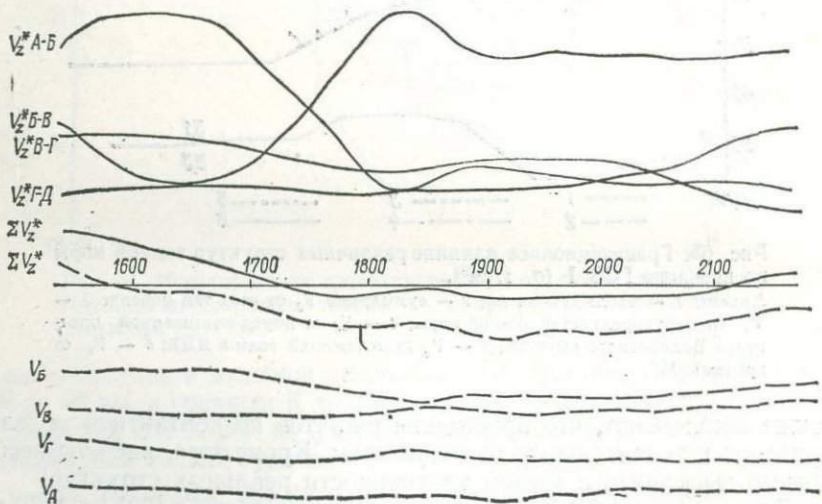


Рис. 67. Сравнение гравитационного влияния отдельных градиентных слоев V_z (сплошные линии) и отдельных контактных поверхностей V_z (штриховые линии) и их суммы

учета влияния предполагаемого слоя соли ($\rho = 2,20$ г/см³) в ДДВ (рис. 65). При этом для консолидированной коры в целом предполагалось градиентное нарастание плотности от 2,70 до 3,10 г/см³ при плотности верхней мантии 3,30 г/см³.

Затем нами было рассчитано влияние нижней части земной коры при идентификации кривых изоскоростей в интерпретации

Н. И. Павленковой [62, 269] линиями изоплотностей, а также при условии, что изменению скорости на 1,0 км/с соответствует изменение плотности на 0,2 г/см³. Как показано в главе I, количественная оценка коэффициента b (3) теперь считается заниженной, но на результатах проводившегося эксперимента это не сказалось.

Суммарный гравитационный эффект, рассчитанный для глубинной части земной коры, показан на рис. 66. При расчетах принималось градиентное увеличение плотности с глубиной, линейное между кривыми изоплотностей (рис. 66, А, В, Г, Д). В соответствии с представлениями Н. И. Павленковой [269, 270] гравитирующее влияние границы М, которая в разрезе представлена изолинией 8,0 км/с (рис. 66, Д), вычислено с перепадом плотностей 0,2 г/см³.

Разрез ГСЗ для глубинной части земной коры, выраженный в изоскоростях, рассчитан и другим способом. Линии изоплотностей рассматривались как контактные поверхности с перепадом плотностей 0,1 г/см³ на каждой (рис. 67) и дополнительно на границе М — 0,2 г/см³. Гравитационное влияние как отдельных градиентных слоев, так и контактных поверхностей показано на рис. 67 (уровень всех кривых условный). Сравнение суммарных кривых ΣV^* для контактной модели и ΣV^* для градиентной модели показывает, что они практически идентичны. Это позволяет сделать вывод, что для глубинной части земной коры гравитационное влияние можно рассчитывать, аппроксимируя градиентное нарастание плотности рядом слоев со ступенеобразным нарастанием плотности. Важно лишь, чтобы сохранялось общее количество масс в разрезе. Но такая методика расчетов не изменяет принципиального представления о среде как о градиентной, а количество слоев с постоянной плотностью при этом должно быть достаточно большим. Для верхней части земной коры (зона А—Б, рис. 66), безусловно, необходимо принимать истинное сложное распределение плотностей в каждом блоке. Рассматривая эффекты от отдельных слоев в земной коре (рис. 64), видим, что различная мощность каждого слоя оказывает основное влияние на гравитационный эффект. Очевидно, никаких выводов из рассмотрения полей над отдельными слоями (как иногда пытаются некоторые исследователи) делать нельзя из-за различного объема расчетных масс.

Методика гравитационного моделирования, применяемого разными исследователями, имеет в каждом случае свою специфику. Анализ различных подходов к построению плотностных моделей земной коры и верхней мантии показал, что к началу наших исследований по этой теме не было такой методики, которая бы позволяла моделировать сложные среды и учитывать различную априорную информацию. Поэтому были разработаны методика и технология итерационного моделирования всей изучаемой среды, которая в общем случае неоднородна и включает совокупность различных взаимосвязанных трехмерных объектов, расположенных на разных структурных этажах земной коры и зоны перехода к верхней мантии при градиентно-слоистом изменении плотности, включая зоны инверсии. Специальное внимание при этом следует уделять выбору первого приближения модели среды и способам учета априорной геолого-геофизической информации.

§ 1. Анализ подходов к построению плотностных моделей земной коры и верхов мантии

Начиная с 50-х годов нашего столетия за рубежом для изучения глубинного строения достаточно распространенной является интерпретация поля силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков [509]. Для континентов Дж. Л. Уорзел и Г. Л. Шербет в качестве такой колонки предложили 33-километровую толщу земной коры с плотностью $2,84 \text{ г/см}^3$, лежащую на оболочке (верхней мантии) с плотностью $3,27 \text{ г/см}^3$. Океаническая кора была представлена колонкой из 5 км воды ($\rho = 1,03 \text{ г/см}^3$), 1 км осадков ($\rho = 2,30 \text{ г/см}^3$) и 4,5 км коры ($\rho = 2,84 \text{ г/см}^3$), залегающих на оболочке с $\rho = 3,27 \text{ г/см}^3$. Другие исследователи, придерживающиеся подобного подхода, останавливались на несколько иных параметрах верхней мантии и осредненной консолидированной коры. Так, А. Уотс и М. Тальвани [505] вели теоретические расчеты при плотностях 3,30 и $2,70 \text{ г/см}^3$. Тот же Дж. Л. Уорзел [509] при расчетах принимал два разных варианта сочетания плотностей: 1) $3,27$ и $2,84 \text{ г/см}^3$; 2) $3,40$ и $2,87 \text{ г/см}^3$.

Т. Драгашевич [144] для Динарид (рис. 68) выбрал плотности 3,40 и 3,00 г/см³. Дж. Кэйс, Дж. Барнес и Р. Габриэл [408] на пересечении Тихий океан — Анды плотность верхней мантии взяли 3,30 г/см³, а консолидированной коры под океаном — 2,90 г/см³, под континентом — 2,85 г/см³ (рис. 69).

Интерпретация для конкретных регионов при этом сводится к определению глубины подошвы земной коры в зависимости от наблюдаемого поля Δg , высоты над уровнем моря и сведений о плотности и мощности осадочных отложений, а в отдельных случаях — и верхней части консолидированного фундамента.

Очевидно, на современном этапе интерпретации такая упрощенная модель земной коры и верхней мантии возможна лишь как первое приближение в регионах, плохо обеспеченных сейсмическими материалами.

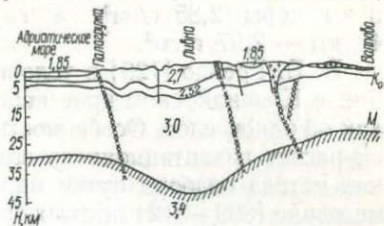


Рис. 68. Плотностная модель (σ , г/см³) через Динариды (по Т. Драгашевичу [144])

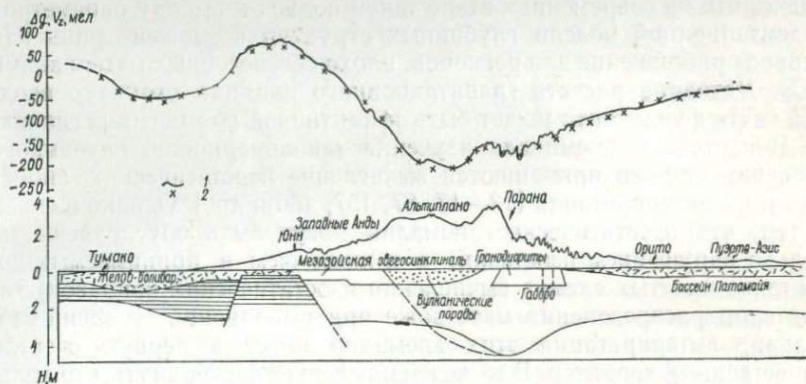


Рис. 69. Генерализованная модель земной коры через Колумбийские Анды (по Дж. Е. Кэйсу [408]):

1 — наблюдаемая кривая Δg ; 2 — вычисленные значения V_2

В тех случаях, когда имеются сведения или предположения о поведении границы М, также известны примеры использования стандартных моделей, но с усложнением отдельных структур. Так, Дж. Хили и Д. Х. Уоррен [369] в Северной Америке при перепаде плотностей на разделе М от 2,80 до 3,30 г/см³, определенном по данным ГСЗ, уже внутри верхней мантии ввели только по гравиметрическим данным дополнительную границу, отделяющую породы с плотностью в 3,40 г/см³. С. К. Чаудхари [411] в Гималаях наряду со стандартными плотностями коры и верхней мантии (2,84 и 3,27 г/см³) под впадинами во втором варианте интерпретации

снизил контраст плотности с 0,43 до 0,24 г/см³. Л. Д. Мак-Гиннис [469] при исследованиях грабена Декалб при стандартной модели с $\rho_{\text{зк}} = 2,67$ г/см³ и $\rho_{\text{м}} = 3,27$ г/см³ под грабеном в поясе повышенных значений гравитационного поля принял плотность верхних 8 км коры 2,85 г/см³, а глубже, до границы М, на глубине 43 км — 2,97 г/см³.

В. Б. Грендо [126] в условиях дефицита сейсмической информации в Красноярском крае использует представление о земной коре как об одном слое. Особенностью разрабатываемого подхода является расчет гравитационного влияния верхней части разреза в рамках метода подбора путем многократного решения по специальной методике [309—312] прямых и обратных линейных задач гравиметрии. Автор формально разделяет наблюдаемое поле на локальную и региональную составляющие и исходит из предположения, что плотностные неоднородности имеются только в верхней части разреза, а средняя и нижняя части земной коры однородны, характеризуются плотностью 2,81 г/см³ и постоянным перепадом плотностей на разделе М, равным 0,49 г/см³. Глубина до границы М определяется по значениям коэффициента полинома, аппроксимирующего региональный фон, с помощью диаграммы Б. А. Андреева [9]. Очевидно, что на современном этапе такой подход к выбору параметров гравитационной модели глубинных структур возможен лишь как первое приближение для регионов, плохо обеспеченных материалами ГСЗ. Методика расчета гравитационного влияния структур верхней части фундамента может быть эффективной во многих регионах.

В настоящее время для изучения закономерностей глубинного строения широко применяются вычисление изостатических аномалий и их интерпретация [13—17, 87, 157, 460 и др.]. Однако в связи с тем, что изостатические аномалии могут быть обусловлены не только нарушением изостазии, а и иным (чем в принимаемых достаточно простых схемах вычисления изостатических поправок) характером распределения масс даже при выполнении условий изостазии, интерпретация этих аномалий имеет в первую очередь качественный характер. В то же время следует подчеркнуть, что только в рамках именно такой единой методики проведен анализ особенностей гравитационного поля и отражения в нем глубинного строения земной коры и верхней мантии для всей территории СССР [14]; и значимость этих исследований трудно переоценить. Свообразием отличается методика В. С. Суркова и П. И. Морсина [98, 249, 340], разработанная для определения подошвы земной коры на основе концепции изостазии в Сибири. При этом для стандартной модели глубина раздела М принята 39 км, глубина полной компенсации 100 км, средняя плотность земной коры 2,81 г/см³, плотность мантии 3,25 г/см³. По редкой сети ГСЗ уточняются параметры слоев коры. Положение раздела К и плотностные неоднородности в консолидированной коре определяются по разности между наблюдаемыми и расчетными значениями поля. Близким по идеям является подход к интерпретации Л. З. Злавдинова [156], но в связи с ошиб-

ками и путаницей в целом ряде вопросов эффективность его применения весьма сомнительна, и по сути этот подход не может рассматриваться как методика моделирования в гравитационном поле глубинных структур. Широко идеи изостазии для корреляции глубин до разделов К и М использует Г. И. Штех в Якутии [387].

Н. П. Лопатина и др. [238] по своей методике интерпретации при нормальной модели коры, состоящей из двух слоев по 20 км и плотностях «гранитного» слоя $2,70 \text{ г/см}^3$, «базальтового» — $2,90 \text{ г/см}^3$ и верхней мантии $3,20 \text{ г/см}^3$, на участках более глубокого погружения слоев земной коры вводят дополнительное градиентное нарастание плотности $0,01 \text{ г/см}^3$ на 1 км. Разность между наблюдаемыми и расчетными значениями поля авторы объясняют плотностными неоднородностями в верхней мантии.

Своеобразен подход к интерпретации Ю. Я. Ващилова [66, 67], проводящего исследования в северо-восточной части СССР, почти не обеспеченной наблюдениями ГСЗ. Он предполагает структуру земной коры и верхней мантии слоисто-боковой с учетом постулата о том, что основные черты поля силы тяжести определяются плотностными неоднородностями в форме блоков (с постоянной плотностью в пределах блока), а не колебаниями глубин залегания слоев различной плотности. При этом предполагается, что глубинные границы K_1 , K_2 , М большей частью горизонтальны, распространены повсеместно и в зависимости от геологической обстановки одна и та же граница может быть или кровлей «базальта», или границей, или подкоровой границей и т. д. Перед интерпретацией необходимо выделение аномального эффекта непосредственно от блока, т. е. нужно освободиться от влияния слоистости, рельефа кровли фундамента, внутренних неоднородностей, структуры осадков, соседних блоков и т. д., что само по себе весьма сложно и неоднозначно. При интерпретации по палеткам Ващилова [66, 67] определяются эффективные глубины верхних и нижних ограничений блоков и скачков плотности между соседними блоками. В результате интерпретации выделяются горизонтальные границы раздела, строятся глубинные разрезы, схемы тенденций поведения глубинных границ и плотности на различных уровнях среза, дается классификация глубинных разломов и т. д. Однако количественные расчеты гравитационного эффекта выделяемых структур большей частью отсутствуют. Количественная интерпретация, выполненная на двух эталонных участках [66], показывает, что даже в рамках постулируемых автором принципов и идентичности геометрии моделей возможны как минимум три различных варианта распределения плотностей, отвечающих разным гипотезам образования блока разуплотненных пород. Плотность верхней мантии при этом на разных участках варьирует от $3,12$ до $3,33 \text{ г/см}^3$. При дефиците материалов других геолого-геофизических исследований указанный подход к интерпретации представляет несомненный интерес как первое приближение к типизации глубинных структур.

Отметим исследования Дж. К. Роллера и В. Г. Джексона для

профиля от оз. Великое до Центральной Аризоны [485], где семь разных регионов изостатически скомпенсированы на глубине 105 км при ундуляции раздела М от 29 до 52 км при большом количестве слоев как в земной коре, так и в верхней мантии. Плотность этими авторами выбирается в зависимости от скорости, причем наименьшим значениям (5,36 км/с) соответствует плотность 2,74 г/см³, скорости 7,00 км/с — плотность 3,11 г/см³, а скорости 8,20 км/с — плотность 3,45 г/см³; как в коре, так и в мантии выделены слои с инверсиями скорости и плотности.

Как уже указывалось выше, в основе методики изучения глубинного строения земной коры часто лежит предположение, что земная кора на континентах состоит из осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев, что соответствует типичным сейсмическим разрезам, построенным в прошлом десятилетии. При этом по совокупности геолого-геофизических данных, в первую очередь по материалам ГСЗ, определяются параметры стандартной модели земной коры (плотность осадочного, «гранитного», «базальтового» слоев и вещества верхней мантии, глубины поверхности консолидированного фундамента Ф и разделов К и М) для данного региона и уровень наблюдаемого гравитационного поля $\Delta g_{ст}$ над участками с выбранными параметрами. Отклонения значения Δg в любой точке исследуемой территории от величины $\Delta g_{ст}$ в этом случае считается обусловленными изменениями строений земной коры и верхней мантии в данной точке по сравнению со стандартной моделью. Дальнейшая количественная интерпретация сводится к нахождению таких изменений параметров глубинной структуры в пределах исследуемого участка по сравнению со стандартной моделью, чтобы создаваемое ими поле V_{z_i} с заданной степенью точности совпадало со значением разности $\Delta g_i - \Delta g_{ст}$. Наиболее широко этот подход применяется для территорий, где данных ГСЗ и сейсмологии недостаточно. Решение, как правило, находится путем изменения геометрии модели при закрепленных значениях плотности «гранитного» и «базальтового» слоев и верхней мантии.

Вычисленное поле V_z в какой-то точке, приурочиваемой обычно к типичной по своему глубинному строению области в пределах исследуемой территории, уравнивается с наблюдаемым. В остальных точках определяется разность $\Delta g_i - V_{z_i}$, которая и принимается обусловленной неоднородностями принятой модели первоначального приближения. Дальнейшими расчетами исследователи стараются минимизировать эту величину. Причем у разных исследователей плотности слоев могут иметь различные значения.

Широко применяется методика интерпретации, разработанная Б. К. Балавадзе и другими исследователями для Кавказа [26—29, 384, 385 и др.], когда расчеты ведутся относительно стандартной модели при одинаковой мощности «гранитного» и «базальтового» слоев по 17,5 км и $\rho_m = 3,3$ г/см³, $\rho_6 = 2,9$ г/см³, $\rho_r = 2,7$ г/см³. При тех же плотностях слоев консолидированной коры для верхней

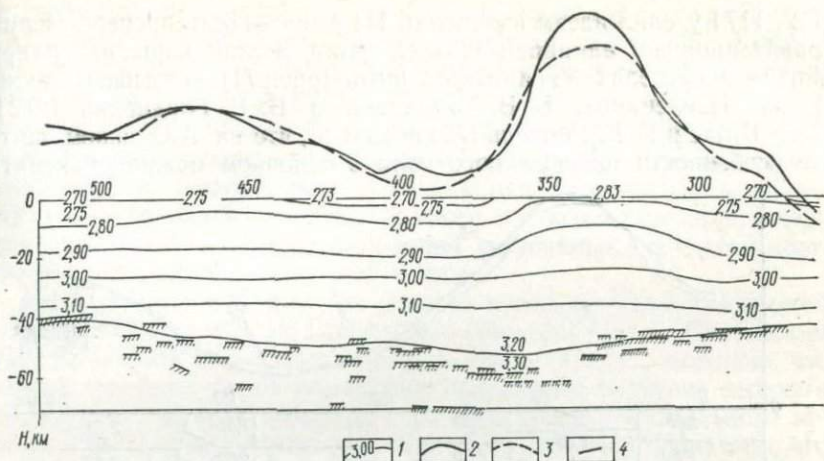


Рис. 70. Результаты подбора плотности (σ , г/см³) земной коры в западной части профиля ГСЗ VIII Днепрпетровск — Могилев-Подольский (по Г. Я. Голиздру [117]):

1 — изолинии плотности; 2 — график остаточного поля; 3 — график вычисленного поля; 4 — отражающие площадки

мантии А. А. Борисов [52] считал возможным снизить ρ_m до 3,20 и даже 3,10 г/см³. При методике, разрабатываемой Е. Г. Булахом, В. А. Ржаницыным и М. Ф. Скопиченко [55, 59, 286, 287], когда вычисления ведутся для контактных поверхностей Конрада, промежуточной и Мохорвичича с перепадами плотностей соответственно 0,15; 0,05—0,10 и 0,20—0,25 г/см³, суммарная разница плотностей между поверхностью консолидированной коры и верхней мантии составляет 0,40—0,50 г/см³. А для Туркмении М. К. Курбанов и В. А. Ржаницын [226] взяли двухслойную кору с плотностями $\rho_m = 3,20$, $\rho_0 = 2,90$, $\rho_r = 2,70$ г/см³. В Якутии Г. И. Штех [387] для стандартной модели выбрал $\rho_m = 3,40$, $\rho_0 = 2,90$, $\rho_r = 2,80$ г/см³. Широко известен в мировой литературе разрез М. Тальвани, Г. Саттона, Дж. Ворзела [497] для Пуэрто-Рико, где плотности верхней мантии, «базальтового» и «гранитного» слоев составляют соответственно 3,40; 3,00 и 2,70 г/см³. В большинстве случаев расчеты ведутся в двухмерном варианте, но известны работы, в которых учитывается трехмерность глубинных структур [26—29, 384, 385].

В то же время известны исследования, где оказалось возможным при расчетах обойтись без учета влияния глубинных факторов. Так, Г. Я. Голиздра [112—114, 117] показал, что весь гравитационный эффект в Донбассе и на Украинском щите можно объяснить только приповерхностными структурами гравитационно-активного слоя мощностью 7—10 км. В то же время им рассчитаны модели, в которых плотность мантии варьировала от 3,50 до 3,00 г/см³, при этом скачок плотности на границе М может предусматриваться (рис. 70), а может отсутствовать. Большое внимание Г. Я. Голиздра

[112, 117] уделил идеям изостазии. На возможность пренебрежения гравитационным влиянием нижней части земной коры и верхней мантии в пределах Украинского щита (рис. 71) указывают также Н. И. Павленкова, Б. В. Бурьянов и В. В. Гордиенко [272]. Л. В. Витте и Г. Г. Ремпель [72] показали, что на Алданском щите все особенности наблюдаемого поля в основном можно объяснить

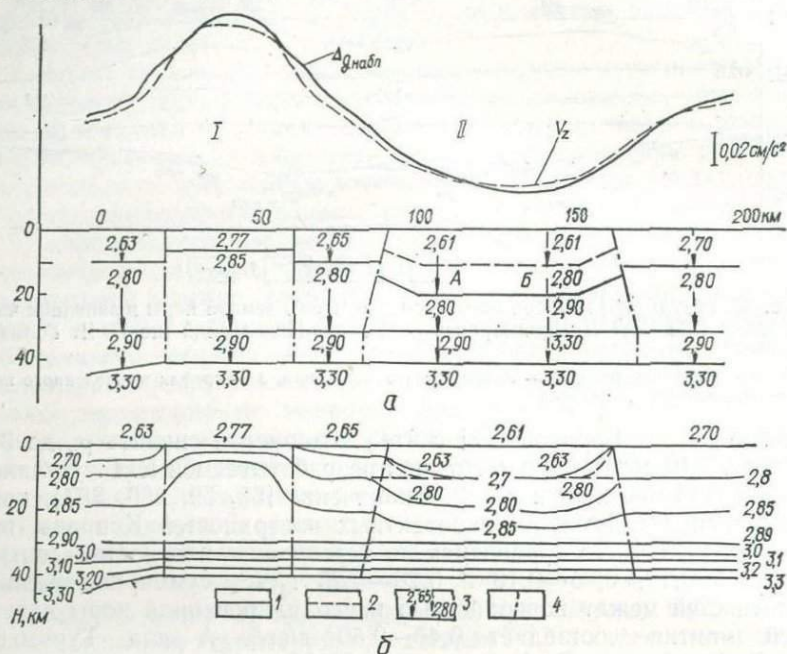


Рис. 71. Плотностные разрезы (σ , g/cm^3) земной коры Украинского щита в районе Голованевского максимума (I) и Кировоградского минимума (II) силы тяжести [272]:

а — в плотностных границах; б — в изолиниях плотности; 1 — границы слоев или изолинии модели А; 2 — то же, модели В; 3 — изменение плотности внутри слоев; 4 — границы блоков

неоднородностями слоев земной коры, а раздел М оказывает слабое влияние. Как показывают Г. Соффел, К. Петерс и Дж. Пол [495], только верхние 3—4 км создают аномальный эффект и в грабене Хон.

Наиболее широко гравитационное моделирование проводится по профилям ГСЗ. Как уже указывалось в § 2 главы III, реализация расчетов обычно производится различными модификациями метода подбора с помощью многочисленных палеток или алгоритмов решения прямых и обратных, линейных и нелинейных задач [55—58, 114, 115, 118, 195, 250, 304—312, 349, 497 и др.], успешно применяемых в разных регионах. Определенным перераспределением плотности (а иногда и геометрии изучаемой среды) практически всегда достигается соответствие расчетного поля наблюдаемому, независимо от степени упрощения или даже существенного несоот-

ветствия модели первого приближения истинным структуре и свойствам изучаемых объектов. Поэтому неверная информация о структуре и свойствах, закладываемая в модель первого приближения, зачастую все равно приведет к успешному математическому решению задачи (функционал $\Delta g_i - V_{z_i}$ будет минимизирован), но оно окажется весьма неточным или даже ошибочным с геологической точки зрения. Расчеты обычно начинаются относительно модели с двумя или большим количеством слоев в консолидированной коре при определенным образом выбранных постоянных значениях плотностей в этих слоях и верхней мантии.

На Украине в рамках этого подхода выполнен ряд исследований С. С. Красовским и В. И. Старостенко [214—217], С. С. Красовским [212, 457]. Работами, проведенными в 1967—1974 гг., выяснено, что важное значение имеют тщательное трехмерное изучение верхнего структурного этажа, создающего до 85% общего аномального эффекта, и его геологическая редукция [337, 338, 443]. Показано, что сейсмическая граница К (в интерпретации тех лет) гравитирующего влияния не оказывает, на разделе М при плотности верхней мантии $3,30 \text{ г/см}^3$ наиболее вероятен перепад плотностей порядка $0,20 \text{ г/см}^3$, а в пределах консолидированной коры происходит градиентное нарастание плотности с глубиной (рис. 54).

В. Г. Козленко и др. [184, 185] пришли к выводу, что в ДДВ удовлетворить наблюдаемое поле при стандартной модели с $\rho_m = 3,30 \text{ г/см}^3$, $\rho_0 = 2,90 \text{ г/см}^3$ и $\rho_r = 2,70 \text{ г/см}^3$ и тщательном учете влияния осадочного чехла невозможно и предположили по оси впадины внедрение в «гранитный» слой масс более основного состава с избыточной плотностью $+0,20 \text{ г/см}^3$.

Большой объем исследований, в основном по III профилю ГСЗ, выполнила К. А. Болюбах [50, 377, 378], уделяющая внимание трехмерному подбору приповерхностных структур и выбору плотностных параметров сейсмического разреза. Расчеты при учете контрастных перепадов на границах К и М дали величину аномалий разностного поля $\Delta g_i - V_{z_i}$, достигающего первых сотен миллигал, которые К. А. Болюбах считает вызванными неоднородностями верхней мантии, имеющими перепады плотности (в различных вариантах интерпретации) $3,00—3,30 \text{ г/см}^3$ или даже $3,20—3,35 \text{ г/см}^3$. В последнем варианте интерпретации совместно с А. В. Чекуновым К. А. Болюбах при диапазоне изменения плотности под разделом М от $3,17$, до $3,30 \text{ г/см}^3$ глубже $50—100 \text{ км}$ выделяет астеносферу с плотностными неоднородностями от $3,10$ до $3,47 \text{ г/см}^3$ (рис. 72, см. вклейку между с. 128—129).

А. И. Дабижа и В. Р. Мелихов [132] показали, что на Восточно-Европейской платформе многослойная земная кора с постоянными плотностями в слоях при $\rho_m = 3,20 \text{ г/см}^3$ позволяет получить хорошее согласование с наблюдаемым полем. Расчетами Е. Ф. Козловой и В. А. Патрушевой [186] плотность верхней мантии была определена равной $3,00—3,25 \text{ г/см}^3$ при среднем значении $3,10 \text{ г/см}^3$.

см. вклейку между с. 128—129), где плотность в каждом слое выбрана по зависимости $\rho = f(v)$ на основе сейсмического разреза и для верхней мантии она колеблется от 3,23 до 3,39 г/см³.

В Казахстане В. И. Гольдшмидт, А. П. Андреев, А. Н. Антоненко и др. [119, 124] в слоистой модели земной коры при $\rho_M = 3,32$,

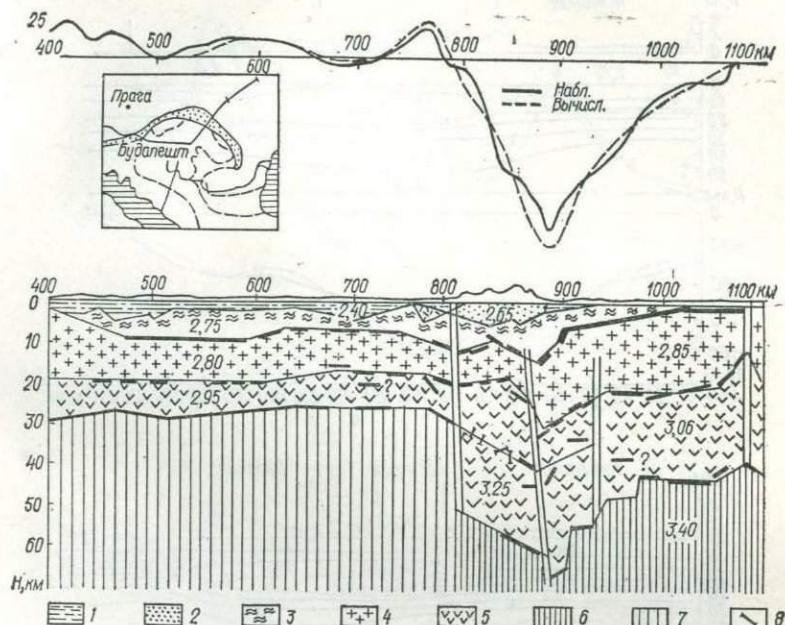


Рис. 75. Плотностная модель (σ , г/см³) по сейсмическому профилю Венгерская неизменность — Украинский щит [404]:

1 — осадочные отложения; 2 — флиш; 3 — породы фундамента; 4 — верхняя часть земной коры; 5 — нижняя часть коры; 6 — верхняя мантия с плотностью 3,40 г/см³; 7 — верхняя мантия с низкой плотностью; 8 — сейсмические элементы и границы, использованные при расчетах. Разрез сбалансирован относительно стандартного разреза с параметрами $\rho_{\text{коры}} = 2,87$ г/см³; $\rho_{\text{мантии}} = 3,40$ г/см³; $H_{\text{коры}} = 32$ км

$\rho_6 = 2,92$ и $\rho_7 = 2,72$ г/см³ локальные аномалии объяснили приповерхностными объектами, а разницу $\Delta g_i - V_{z_i}$ смоделировали неоднородностями в верхней мантии.

В Средней Азии Х. И. Юсупходжаев, П. Х. Хасанов и др. [152, 392] расчеты вели относительно четырехслойной модели земной коры, а полученные расхождения наблюдаемого и расчетного поля объясняли латеральными неоднородностями вдоль контактов как в слоях земной коры, так и в верхней мантии (рис. 74). При этом плотность под разделом М колеблется от 3,176 до 3,44 г/см³. Для Приморья В. В. Аргентов и В. П. Портнягина [11] создали модели многослойной консолидированной земной коры при $\rho_M = 3,26$ г/см³. Также многослоен и разрез для Сахалина Г. И. Аносова и др. [333], где плотность мантии составила 3,28—3,31 г/см³. Для Тихого океана

и переходных к континентам зонам А. Г. Гайнанов, А. Я. Берсенева, А. М. Городецкий и др. [88, 99, 330] при плотности «базальтового» слоя порядка $3,00 \text{ г/см}^3$ получили, что плотность верхней мантии в различных структурах составляет от $3,10$ до $3,40 \text{ г/см}^3$.

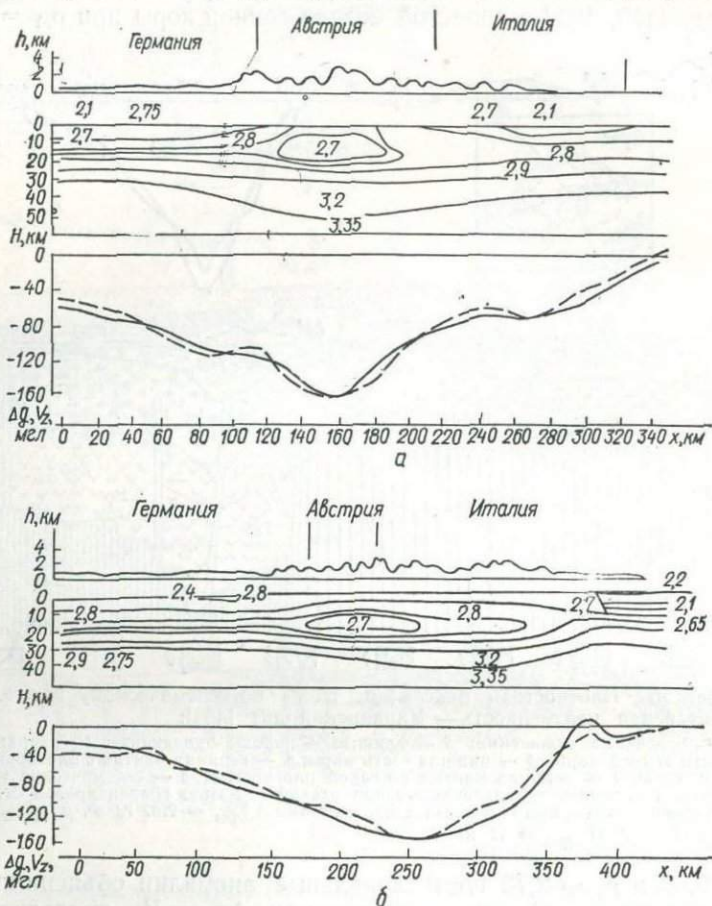


Рис. 76. Плотностные модели (σ , г/см^3) через Альпы (а) и Апеннины (б) [473]

Для профиля через Карпаты и Альфельд (бывшая Большая Венгерская низменность) М. Бокалетти, Ф. Хорвас, М. Люддо и др. [404], опираясь на сейсмический разрез, все расчеты вели относительно стандартной модели с мощностью коры 32 км при ее плотности $\rho_k = 2,83 \text{ г/см}^3$, $\rho_m = 3,40 \text{ г/см}^3$; совпадение расчетного поля с наблюдаемым они получили путем изменения плотностей в различных зонах земной коры (рис. 75). К. Морелли [473] для профиля Лигурийское море — Южные Альпы предлагает модель, где консолидированная кора имеет плотность $2,67 \text{ г/см}^3$ при плотности

осадочных отложений в 2,45 и 2,20 г/см³ и плотности верхней мантии 3,30 г/см³. И в той же работе К. Морелли приводит разрез Дж. Макриса через Альпы и Апеннины, где рассчитана многослойная модель земной коры при плотности верхней мантии 3,30; 3,35

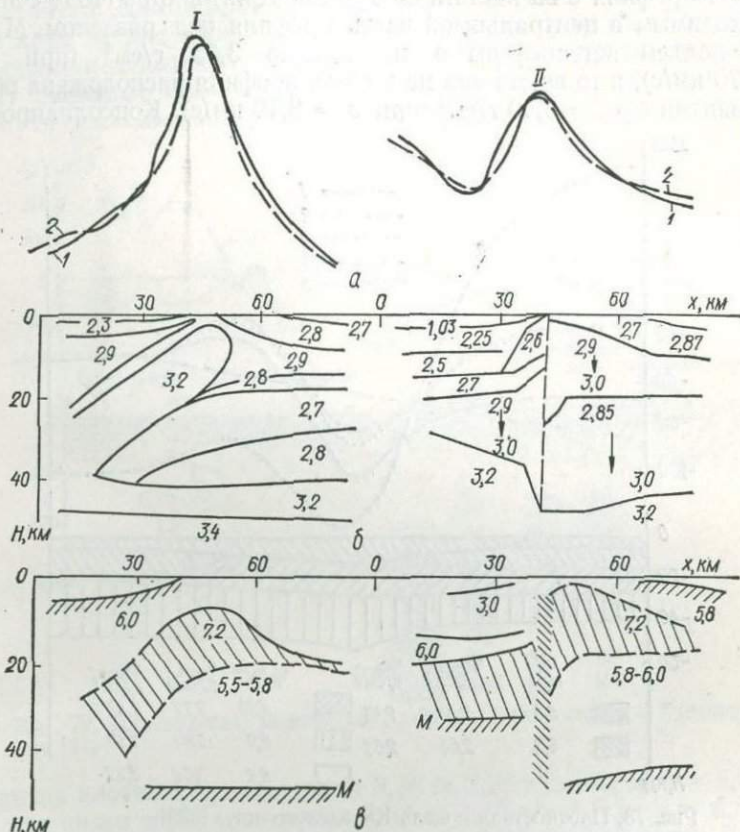


Рис. 77. Сопоставление плотностных (σ , г/см³) и скоростных (v , км/с) моделей земной коры района Ибреа в Альпах (I) и Горного Крыма (II) [64]:

а — наблюдаемые (1) и расчетные (2) кривые силы тяжести; б — плотностные модели (σ , г/см³); в — сейсмические разрезы

и 3,40 г/см³ и перепадах на любых границах (включая раздел М) не более 0,15—0,20 г/см³ (рис. 76). При подборе детально моделировались структуры верхней части земной коры; в Западных Альпах выделено тело Ибреа с плотностью 3,20 г/см³, внедрившееся из верхней мантии в верхние части земной коры (рис. 77). При исследованиях грабена Осло Дж. Б. Рамберг и С. Б. Смитсон [482] в модели с $\rho_p = 2,74$ г/см³, $\rho_0 = 2,94$ г/см³ и $\rho_p = 3,30$ г/см³ для совпадения расчетного поля с наблюдаемым предложили или ввести над границей М тело мощностью 10 км с $\rho = 3,09$ г/см³, или поднять

на 5 км границу М; в верхней части коры подбирались отдельные тела гранитоидов с $\Delta\rho = 0,12$ г/см³ и базальтоидов с $\Delta\rho = 0,20$ г/см³.

Для профиля о-ва Мальта — Турция Дж. Макрис [463] считает необходимым в центральной части профиля под разделом М водить подъем астеносферы в плотностью 3,35 г/см³ (при $v = 7,70$ км/с), в то время как на концах профиля расположена обычная мантия с $\rho_M = 3,40$ г/см³ (при $v = 8,10$ км/с). Консолидирован-

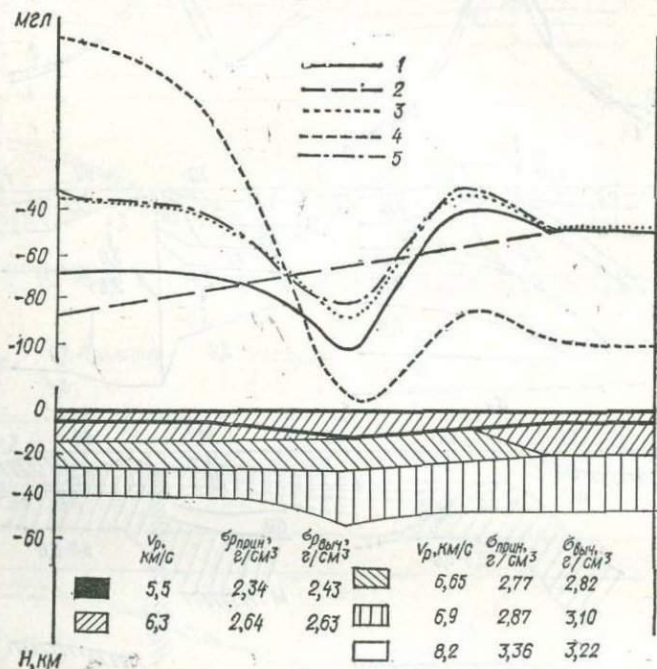


Рис. 78. Плотностная модель Канадского щита [399]:

1 — наблюдаемое поле; 2 — региональный фон; 3 — наблюдаемое поле без регионального фона; 4 — вычисленное поле с принятыми первоначально значениями ρ ; 5 — вычисленное поле после получения вычисленных ρ

ная кора при этом характеризуется плотностями 2,90 и 2,82 г/см³. Аналогичные плотности для слоев коры предусматривает Дж. Макрис [464] и в Эгейском море, отмечая, что скорости в верхнем слое увеличиваются с глубиной при $\frac{dV}{dH}$ 0,01 км/с на 1 км, а в нижней части $\frac{dV}{dH}$ 0,05 км/с на 1 км. Здесь относительно плотности 3,35 г/см³ в мантии выделяются уплотнения до 3,37 и разуплотнения до 3,30 г/см³ (например, под о-вом Крит). Дж. К. Сибье и К. Ле Пижон [490] под Бискайским заливом над верхней мантией с $\rho_M = 3,42$ г/см³ выявили блок уплотненных до 2,95 г/см³ пород относительно сложных континентальных районов с средней плотностью

коры 2,84 г/см³. Эти же авторы считают возможным присутствие неглубокого залегающего тела повышенной плотности под материковыми склонами в других районах.

В Северной Америке для профиля через Канадский щит при скоростном разрезе с градиентно-слоистым нарастанием скорости (рис. 46) М. Дж. Берри, К. Фукс [399] выделили в консолидированной коре четыре слоя, для которых по формуле Ф. Берча [531] рассчитали плотности. Однако полученный гравитационный эффект оказался намного больше наблюдаемого, и авторы пошли по пути снижения контрастов плотности (рис. 78). Так, для верхней

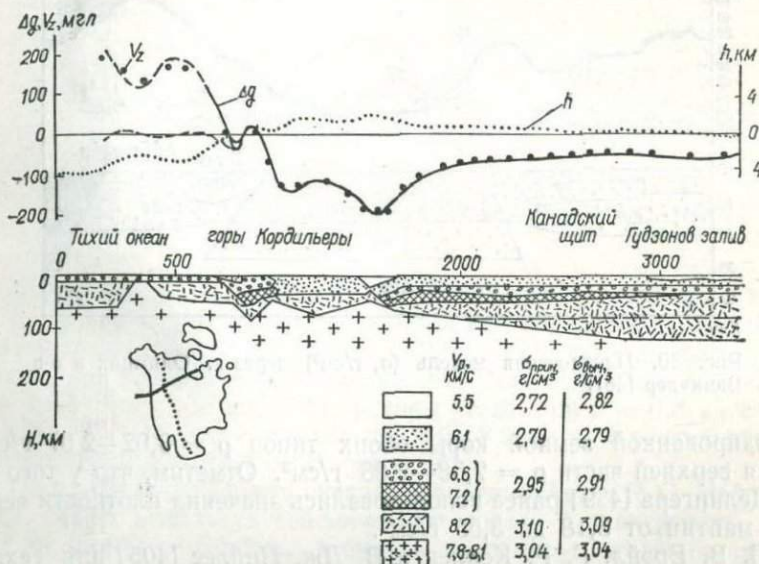


Рис. 79. Плотностная модель по профилю Тихий океан — Гудзонов залив [449]

мантии плотность уменьшили с 3,36 до 3,22 г/см³ (при $v = 8,2$ км/с), а для низов коры повысили с 2,87 до 3,10 г/см³ (при $v = 6,9$ км/с), т. е. контраст плотности уменьшился с 0,49 до 0,22 г/см³. Для других слоев при $v = 5,50$; 6,30 и 6,65 км/с плотности изменились с 2,34; 2,64; 2,77 г/см³ на 2,43; 2,63; 2,82 г/см³ соответственно. К аналогичным перераспределениям плотностей пришел и В. Р. Якоби [449], который тоже для многослойной модели коры (рис. 79) снизил плотность верхней мантии даже до 3,09 г/см³ (при $v = 8,2$ км/с), а для астеносферы над хребтом Хуан-де-Фука при $v = 7,8-8,1$ км/с получил $\rho = 3,04$ г/см³. В варианте интерпретации Д. Г. Успенского [53, 500] верхняя мантия характеризуется плотностью 3,30—3,33 г/см³, а астеносфера — плотностью 3,13—3,16 г/см³. Н. С. Мак-Леод и др. [461] здесь же при континентальной коре с плотностями $\rho_7 = 2,70$ и $\rho_6 = 2,90$ г/см³ и плотностями океанической коры 2,80—2,90 г/см³ увеличили плотность мантии

под оз. Ванкувер до $3,35 \text{ г/см}^3$ по сравнению с $3,28$ под остальным регионом (рис. 80).

П. Делингер [428] в соответствии с зависимостью $\rho = f(v)$ Нейфа — Дрейка [475] в том же районе получил для океанической верхней мантии плотность $3,30$ — $3,27 \text{ г/см}^3$ при снижении ее под хребтом Хуан-де-Фука до $3,18 \text{ г/см}^3$; для континентальной верхней мантии им было получено $\rho_M = 3,40 \text{ г/см}^3$, для нижней части кон-

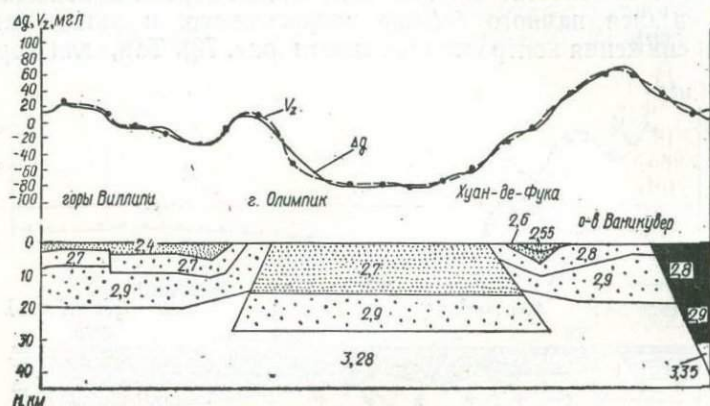


Рис. 80. Плотностная модель (σ , г/см^3) через г. Олимпик и о-в Ванкувер [461]

солидированной земной коры обоих типов $\rho = 3,02$ — $2,97 \text{ г/см}^3$, а для верхней части $\rho = 2,58$ — $2,88 \text{ г/см}^3$. Отметим, что у того же П. Делингера [429] ранее использовались значения плотности верхней мантии от $3,18$ до $3,55 \text{ г/см}^3$.

Л. В. Брэйл, Г. Р. Келлер и В. Дж. Пиплес [405] для Техаса получили, что при понижении раздела М плотность верхней мантии должна снижаться от значений $3,30$ — $3,20 \text{ г/см}^3$ до $3,06$ — $3,19 \text{ г/см}^3$ при плотности консолидированной коры $2,95$ — $3,05 \text{ г/см}^3$. Особенности гравитационного поля в районе Фронта Васач объясняются локальными неоднородностями верхов коры и вариациями плотности верхней мантии от $3,16$ до $3,23 \text{ г/см}^3$ при $\rho_0 = 2,90$ и $\rho_r = 2,65 \text{ г/см}^3$.

В работе Г. А. Томпсона и М. Тальвани [499] по профилю Тихий океан — центральная Невада приведена плотностная модель, где верхняя мантия под океаном залегает выше, но имеет большую плотность ($3,40 \text{ г/см}^3$), чем под континентом ($3,30 \text{ г/см}^3$) при более глубоком залегании. Переходная зона характеризуется промежуточными значениями плотностей и глубин до верхней мантии. Точно также земная кора под континентом имеет меньшую плотность ($2,80 \text{ г/см}^3$), чем под океаном ($2,90 \text{ г/см}^3$). Верхняя часть коры при средней плотности $2,67 \text{ г/см}^3$ имеет локальные неоднородности с плотностями от $2,17$ до $3,05 \text{ г/см}^3$, хорошо объясняющие аномалии наблюдаемого поля.

По данным Э. Р. Деккера и С. Б. Смитсона [427], над большей частью Провинции бассейнов и хребтов в США наблюдается разуплотнение мантии до $3,20 \text{ г/см}^3$ относительно смежных регионов, где $\rho_M = 3,30 \text{ г/см}^3$. Там же нижняя часть коры имеет плотность $3,10 \text{ г/см}^3$, средняя часть — $2,94 \text{ г/см}^3$, верхняя часть — $2,74 \text{ г/см}^3$. Повышение уровня поля в районе рифта Рио-Гранде и гор Сан-Андреас объясняется утонением коры и (или) наличием над рифтом основных пород с плотностью $2,94 \text{ г/см}^3$.

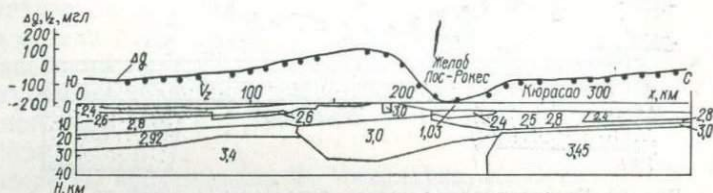


Рис. 81. Модель структур земной коры (σ , г/см^3) Венесуэльского побережья [491]

Для профиля, пересекающего желоб Перу — Чили и Анды, у Д. Е. Кейса [444] верхняя часть коры как под океаном, так и под континентом при $v = 5,0 \text{ км/с}$ $\rho = 2,60 \text{ г/см}^3$, средняя часть коры (только под континентом и материковым склоном) при $v = 6,0 \text{ км/с}$ $\rho = 2,80 \text{ г/см}^3$, а нижняя часть коры везде при $v = 6,8 \text{ км/с}$ $\rho = 2,90 \text{ г/см}^3$, верхняя мантия при $v = 8,2 \text{ км/с}$ характеризуется плотностью $3,30\text{—}3,40 \text{ г/см}^3$ (рис. 69).

По профилю от Тихого океана к западным Андам Р. О. Майсснер и др. [471], используя сейсмическую модель и зависимость $\rho = f(v)$ Нейфа — Дрейка, добились хорошего совпадения наблюдаемого и расчетного полей при выделении под Западными Андами тела типа Ивреа и предположении о поддвижении под континент океанической плиты. Для верхней мантии $\rho_M = 3,30 \text{ г/см}^3$ при $v = 8,0 \text{ км/с}$, а в континентальной коре скоростям $6,80 \text{ км/с}$ соответствуют слои с ρ , равным $3,20$; $3,00$ и $2,90 \text{ г/см}^3$, для слоя с $v = 6,20 \text{ км/с}$ плотность составила $2,80 \text{ г/см}^3$, для слоя с $v = 6,00 \text{ км/с}$ $\rho = 2,70 \text{ г/см}^3$, а для слоя с $v = 4,00 \text{ км/с}$ $\rho = 2,50 \text{ г/см}^3$, выше идут осадки с плотностью $2,30 \text{ г/см}^3$. Для океанов при $v = 6,8 \text{ км/с}$ плотность принята $3,00 \text{ г/см}^3$, при $v = 3,20\text{—}4,00 \text{ км/с}$ $\rho = 2,30 \text{ г/см}^3$, а при $v = 3,2 \text{ км/с}$ $\rho = 2,10 \text{ г/см}^3$.

Для побережья Венесуэльского залива Э. А. Сильвер и др. [491] в земной коре выделили слои с плотностями $2,40$ ($2,50$); $2,60$; $2,80$; $2,92 \text{ г/см}^3$ ($\rho = 3,00 \text{ г/см}^3$ под островным хребтом Кюрасао, где мощность коры увеличивается с 18 до 30 км), а плотность верхней мантии составляет $3,40 \text{ г/см}^3$ при уплотнении под Венесуэльской котловиной до $3,45 \text{ г/см}^3$ при глубине 14 км (рис. 81). Там же по профилю через подводный хребет Авес П. Кирей [453], рассматривая трехслойную земную кору с плотностями $2,60$; $2,80$ и $3,10 \text{ г/см}^3$ при плотности мантии $3,30 \text{ г/см}^3$, локальные аномалии объясняет

внедрением в районе поднятия интрузивных пород с аномальной плотностью от $+0,10$ до $+0,50$ г/см³. Он обращает внимание на то, что эти внедрения тяготеют к прогибам земной коры.

Все исследователи непосредственно под рифтами Африки отмечают подъем астеносферы с пониженной плотностью относительно

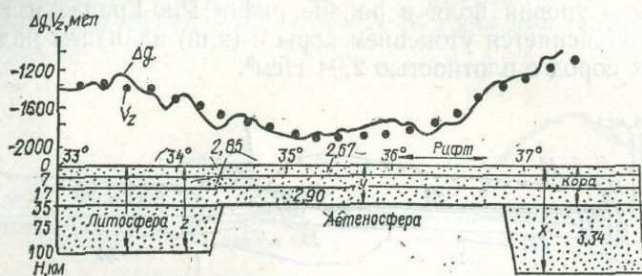


Рис. 82. Гравитационная модель литосферы (σ , г/см³) по профилю D через долину Восточно-Африканского рифта [433]

верхней мантии. Др. Д. Файрхэд и Р. В. Джерджлер [434] при слоистой коре с плотностями слоев в 2,67; 2,77 и 2,98 г/см³ и $\rho_M = 3,34$ г/см³ выделяют под рифтами астеносферу с плотностью 3,22 г/см³, от которой в кору идет внедрившееся тело с плотностью 2,90 г/см³. В более поздней работе Дж. Д. Файрхэд [433] при трехслойной коре с плотностями 2,67; 2,85 и 2,90 г/см³ и плотности верхней мантии 3,34 г/см³ над Восточно-Африканским рифтом (рис. 82)

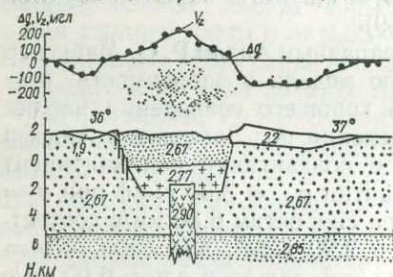


Рис. 83. Гравитационная модель (σ , г/см³) по части профиля через долину Восточно-Африканского рифта [433]

рассчитал три модели с подъемом астеносферы при плотностях 3,29; 3,27 и 3,24 г/см³, а верхние 5—6 км разреза подбирал локальными структурами при плотностях кристаллических пород от 2,65 до 2,82 г/см³ и плотности осадков от 1,90 до 2,27 г/см³. По оси рифта над локальным максимумом выделена дайка шириной 6 км и глубиной 17 км (рис. 83). При аналогичных плотностях трехслойной консолидированной коры и верхней мантии и плотности астеносферы 3,24 г/см³ Б. В. Дэрракольт и др. [426] на севере Танзании под рифтом предположили внедрение от астеносферы при плотностях вещества в нижней части 3,20, а верхней 2,90 г/см³.

Р. Сирли и П. Гонин [487] на юге Эфиопии везде под рифтовой долиной в результате расчета моделей получили подъем границ M и K при плотностях верхней части земной коры 2,82 г/см³, а нижней — 3,00 г/см³, верхней мантии — 3,10 г/см³ (хотя скорости здесь составляют 7,40 км/с). Эти же авторы в другом варианте интерпретации объяснили все особенности поля только неоднородностями,

расположенными в верхней части земной коры на глубинах от 3 до 18 км с избыточной плотностью до $+0,23 \text{ г/см}^3$. Дж. Макрис и др. [465] провели расчеты для трехслойной коры с плотностями $2,70 \text{ г/см}^3$ при $v = 5,60 \text{ км/с}$ (верхняя часть), $2,90 \text{ г/см}^3$ при $v = 6,60 \text{ км/с}$ (нижняя часть), $3,10 \text{ г/см}^3$ при $v = 7,20 \text{ км/с}$ (коро-мантийная смесь) и $3,25 \text{ г/см}^3$ для верхней мантии при $v = 7,95\text{—}8,00 \text{ км/с}$ на северо-востоке Эфиопии в Афаре. Здесь слой коро-мантийной смеси тоньше под Красным морем, а толще под грабенами. Раздел М поднимается до 20 км там, где коро-мантийная смесь выклинивается, и углубляется под горами до 30 км.

По модели А. Б. Уотса и Дж. Р. Кохрана [504], рассчитанной для Гавайских о-вов, поле объясняется флексурой глубинных слоев с выступом внедрившихся пород при плотностях слоев консолидированной коры $2,80$ и $2,90 \text{ г/см}^3$ и плотности верхней мантии $3,40 \text{ г/см}^3$.

Интересны исследования Ф. Чамалауна, К. Локвуда и А. Уайта [410] в Восточном Приморье, где расчеты велись относительно стандартной колонки, на суше представленной 10 км «гранитного» слоя с $\rho_r = 2,70 \text{ г/см}^3$ и 16 км «базальтового» слоя с $\rho_6 = 2,90 \text{ г/см}^3$, а в океане только «базальтовой» корой мощностью 10 км при $\rho_6 = 2,90 \text{ г/см}^3$. Плотность верхней мантии везде принята равной $3,40 \text{ г/см}^3$. Оказалось, что под сушей пришлось опустить границы М (до 30 км) и К, а в океане мощность базальтов, на которых залегают осадки мощностью 1—2 км, сократить до 5 км. Обратим внимание, что минимум аномалий Буге наблюдается не непосредственно над желобом, а севернее, там, где наибольшая мощность осадков — 8 км.

На практике далеко не всегда принимаются во внимание фактические данные о плотностях различных пород и данные, полученные по зависимости $\rho = f(v)$. Поэтому у разных исследователей для верхней части консолидированной коры плотность варьирует от $2,63 \text{ г/см}^3$ при $v = 6,3 \text{ км/с}$ [399] до $2,94 \text{ г/см}^3$ при $v = 6,4 \text{ км/с}$ [476]. По данным одних исследователей, «базальтовый» слой имеет $\rho_6 = 2,85 \text{ г/см}^3$ [433], по данным других — до $3,25 \text{ г/см}^3$ [404]. Особенно велик диапазон определения плотности верхней мантии — от $3,40\text{—}3,55 \text{ г/см}^3$ [429] до $3,00 \text{ г/см}^3$ [186].

Как показала практика расчетов, кривые над моделями контрастных глубинных структур очень редко хорошо совпадали с наблюдаемыми, а корреляционные связи между гравитирующим влиянием границы М и наблюдаемым полем большей частью если и проявлялись, то лишь качественно. Значительные расхождения амплитуд расчетного и наблюдаемого полей требовали снижения плотностного контраста на границе М [198, 200, 449, 456, 500]. Как правило, амплитудный эффект над контрастными структурами в расчетном поле всегда намного больше, чем в наблюдаемом поле [50, 212, 214, 298, 369, 399, 411 и др.]. Наилучшее совпадение расчетных и наблюдаемых полей отмечено на территориях, где не выявлены резкие изменения в поведении границы М. Естественно, что для регионов,

расположенных между профилями ГСЗ и по их периферии, где нет возможности контролировать гравитационные построения материалами ГСЗ, нельзя судить о правильности выполняемых расчетов.

Так как наблюдаемое поле аппроксимирует влияние гравитационных неоднородностей различных структурных этажей, для определения влияния неоднородностей нижней части земной коры и верхней мантии целесообразно, как предложили С. И. Субботин [337], С. Хаммер [443] и другие исследователи, исключать гравитационный эффект структур верхней части земной коры, используя данные бурения, сейсмометрии (в первую очередь КМПВ и МОВ) и сведения о физических свойствах этих пород [50, 200, 204, 209, 212, 270 и др.] Очевидно, что если тщательно смоделировать гравитационное влияние верхней части земной коры (V'_2) и вычесть его из наблюдаемого поля Δg , то полученная разность $\Delta g_r = \Delta g - V'_2$ должна характеризовать гравитационное влияние глубинного строения земной коры и верхней мантии. Поскольку для большинства регионов, где проводится изучение глубинных структур сейсмическими методами, строение приповерхностных структур и физические параметры слагающих их пород в первом приближении изучены весьма подробно, расчет поля V'_2 хотя и весьма трудоемок, но не представляет принципиальных трудностей.

К настоящему времени накоплен определенный опыт такого моделирования приповерхностных структур в различных регионах, в том числе над контрастными глубинными структурами в пределах Украины и прилегающих областей [50, 112—114, 117, 123, 125, 199, 200, 203, 212, 218, 253, 272 и др.]. При этом было выяснено, что большая часть наблюдаемого гравитационного эффекта обусловлена влиянием приповерхностных структур даже для таких контрастных глубинных структур, которые фиксируются на X и XI профилях ГСЗ [198, 212, 214, 215, 298]. Практически везде, где тщательно проводилось моделирование гравитационного влияния верхнего структурного этажа, характер и амплитуды разностного поля $\Delta g_{г.л}$ менее контрастны по сравнению с наблюдаемым полем Δg и рассчитанным от глубинных структур земной коры и верхов мантии $V_{z_{г.л}}$. Более того, для тех же X и XI профилей ГСЗ Г. Я. Голиздрой [114, 117] показано, что вообще наблюдаемое поле полностью может быть объяснено неоднородностями верхней части земной коры мощностью порядка 7—10 км при вполне допустимых вариациях изменения плотностей осадочных пород Донбасса. Очень часто не только амплитуды, но и морфология полей $\Delta g_{г.л}$ и $V_{z_{г.л}}$ различны, особенно в тех случаях, когда рассматривались модельные расчеты с учетом контрастного поведения границы К [50, 212, 298].

Сейчас можно считать установленным [198, 200, 202], что в большинстве районов с контрастным поведением границ К и М обусловленный ими гравитационный эффект при традиционных параметрах «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры и верхней мантии не может быть объяснен ни в наблюдаемом поле Δg , ни в разностном

поле $\Delta g_{гг}$ (после снятия приповерхностных структур) без введения в глубинный разрез земной коры и верхней мантии дополнительных аномальных масс, компенсирующих это влияние.

Обычно интерпретация сводится к минимизации величины $\Delta V_{z_{гг}} = \Delta g_{гг} - V_{z_{гг}}$. Понятно, что аномалии $\Delta V_{z_{гг}}$ легко могут быть объяснены наличием дополнительных аномальных масс в глубинной части разреза. Формальное решение может быть получено с помощью различных алгоритмов. Но вследствие неоднозначности решения обратной задачи [315, 316, 319, 320, 323] формальных решений может быть получено сколь угодно много. Мнения о том, за счет изменения каких параметров первого приближения это следует делать, оказались различными. Поэтому созданы модели, в которых разностный эффект компенсируется разными способами.

1. В модель включаются дополнительные тела с аномальной плотностью в земной коре [184, 391, 426, 473, 482 и др.]. Пример подобных моделей показан на рис. 74. Однако, очевидно, это можно делать только в тех случаях, когда такие построения не противоречат данным ГСЗ. Получаемые неоднородности имеют дефицит или избыток плотности относительно параметров, принятых в первоначальной модели, до $\pm 0,20$ г/см³. Учитывая, что изменению плотности пород на 0,1 г/см³ соответствует изменение скорости порядка 0,3—0,4 км/с (не меньше), указанные плотностные неоднородности в земной коре должны соответствовать таким скоростным неоднородностям, которые при достаточно больших размерах тел не могут не фиксироваться методом ГСЗ. Если такие неоднородности не выделяются по данным ГСЗ, то нет оснований включать их в плотностную модель до тщательного анализа причин, обусловивших появление аномалии $\Delta V_{z_{гг}}$.

2. В плотностную модель вводятся плотностные неоднородности ниже раздела М [50, 60—63, 88, 145, 369, 378, 392, 405, 427, 444, 463, 473, 499, 500 и др.]. Пример дробной дифференциации среды по плотности ниже раздела М показан на рис. 74. При этом необходимо учитывать достаточно узкий диапазон изменения наблюдаемых граничных скоростей, большей частью в регионах со стабильным тектоническим режимом на континентах, составляющий $(8,0—8,2) \pm 0,2$ км/с. Соответственно наиболее вероятным должно быть и очень малое изменение плотностей вдоль границы М. И наоборот, если бы в соседних блоках верхней мантии имелся контраст плотностей до 0,2—0,3 г/см³ [50, 392], то на границе М наблюдался бы довольно большой разброс значений v_r , чего на практике не наблюдается. Не находят также объяснения такие особенности полученного в результате указанной интерпретации разреза, как гораздо большая плотностная неоднородность блоков в верхней мантии по сравнению с блоками в средней и нижней частях земной коры, относительно незначительные горизонтальные размеры блоков, синусоидальность изменений аномальных плотностей от блока к блоку и практически зеркальность крупных аномалий от неоднородностей

в коре и на разделе М, с одной стороны, и от неоднородностей в мантии, с другой (рис. 72).

Попытка объяснения аномалий $\Delta V_{z_{гд}}$ введением еще одной контрастной гравитирующей границы ниже границы М [369] также неубедительна, ибо эта граница никакими другими геофизическими данными не подтверждается. В тектонически активных районах, в областях рифтогенеза часто наблюдается снижение значений v , до 7,6—7,8 км/с [70, 157, 266]. Здесь следует ожидать некоторое изменение плотности верхней мантии по латерали, но, исходя из соотношения $\rho = f(v)$, оно вряд ли может быть более $\pm(0,10—0,15)$ г/см³. Следует учитывать, что такие районы обычно характеризуются повышенным тепловым потоком, а увеличение температуры больше влияет на относительное уменьшение значений v , чем ρ . В областях проявления рифтогенеза и срединно-океанических хребтов подъем астеносферного слоя с уменьшенной по отношению к вмещающей верхней мантии плотностью также возможен [88, 157, 426, 433, 434, 455, 500 и др.].

Специальные исследования, проведенные в регионе с контрастным изменением границ К и М [198, 212, 214], показали, что представления о доминирующем гравитирующем влиянии этих разделов требуют внесения существенных коррективов. Так, на поверхности М изменение плотности составляет не более 0,2 г/см³, ибо при больших значениях этого перепада теоретически полученные значения $V_{z_{гд}}$ удовлетворяли характеру поля $\Delta g_{гд}$ по морфологии, но вызывали появление дополнительного гравитационного эффекта по интенсивности. Такие результаты получены для Западной Европы [501] и Северной Америки [440]. Моделирование границы К в той интерпретации ее гипсометрии, которая была принята специалистами ГСЗ в 1968 г. для Донбасса и смежных территорий, показало, что ни по морфологии, ни по интенсивности моделируемый эффект даже при перепаде плотностей порядка 0,1 г/см³ не объясняется в наблюдаемом поле. В пределах Днепровско-Донецкой впадины оказалось возможным предположить изменение плотности на границе К не более чем на 0,1 г/см³. Все это привело к выводу о существовании градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной [198—204, 207].

Указанные исследования и анализ работ в других регионах показали [198, 200, 202, 204], что использование при моделировании в гравитационном поле глубинных структур традиционной двухслойной (иногда дополненной третьим слоем) модели консолидированной земной коры и резкой контрастной границы М вызывает существенные трудности, противоречит современным представлениям о градиентно-слоистом нарастании скорости с глубиной, возможных зонах инверсии плотности, наличии сложных зон перехода от земной коры к верхней мантии, а также не соответствует экспериментальным данным о соотношении ρ и v в глубинных зонах земной коры и верхней мантии. Очевидно, что плотностные модели глу-

бинных структур должны учитывать все плотностные особенности земной коры и верхней мантии.

Чрезмерная контрастность плотности на границе М, вероятно, была замечена различными исследователями, и поэтому наметилась тенденция к снижению этого контраста. Но многие при этом пошли по пути уменьшения плотности верхней мантии или отдельных ее блоков до 3,25—3,20 [50, 132, 145, 377, 378, 392, 399, 465] и даже 3,10—3,00 г/см³ [186, 449, 487]. Однако, как показано в главе I, такое допущение противоречит зависимости $\rho = f(v)$ при любом возможном составе пород верхней мантии.

В то же время наметились и другие пути совершенствования плотностных моделей.

Стали увеличивать количество слоев в земной коре, дифференцировать плотность в пределах отдельных слоев от структуры к структуре, опираясь на скоростные разрезы и те или иные соотношения $\rho = f(v)$, учитывать латеральные изменения плотности в слоях [11, 50, 58, 59, 72, 122, 132, 145, 152, 286, 287, 333, 343, 377, 378, 399, 406, 426, 427, 433, 434, 439, 449, 465, 471, 491, 504 и др.]. Примеры таких моделей показаны на рис. 72—74, 76, 78, 79, 82.

В другой группе моделей получила отражение сложность перехода от земной коры к верхней мантии [61, 62, 123, 125, 145, 203, 253, 333, 343, 408, 449], что видно на рис. 69, 73, 79.

Начались также расчеты моделей при градиентно-слоистом изменении плотности с глубиной [60—64, 108, 114, 117, 121, 122, 124, 125, 187, 203, 207, 211, 212, 253, 272]. При этом учитываются характер и величина изменения скорости с глубиной, вследствие чего отсутствуют резкие скачки плотности в земной коре. В модель вводится переходная зона от низов коры к верхней мантии или принимается незначительный контраст плотностей на разделе М (не более 0,20 г/см³). Иногда предусматривается и возможность включения в разрез зон инверсий плотности. Дальше мы остановимся на характеристике моделей этого типа.

Характерной особенностью моделирования В. Б. Бурьянова, В. В. Гордиенко и Н. И. Павленковой по серии профилей юга европейской части СССР [63] являются использование изоскоростных разрезов и введение разуплотнения верхней мантии в геосинклинальных областях вследствие разогрева (рис. 84). Подробно подход их авторов к интерпретации рассматривается в главе I, § 6. Для Карпатского профиля ГСЗ В. Б. Бурьянов и В. В. Гордиенко на основе тех же идей о разуплотнении глубинных зон верхней мантии вследствие разогрева используют традиционный сейсмический разрез со значениями граничных и пластовых скоростей, а также привлекают материалы магнитных и магнитотеллурических исследований (рис. 85).

Л. И. Надежка и др. [121], проводя моделирование для ВКМ, закрывают по сейсмическому разрезу геометрию разделов К, М₁ и М₂, считая их линиями изменения градиента плотности, а затем

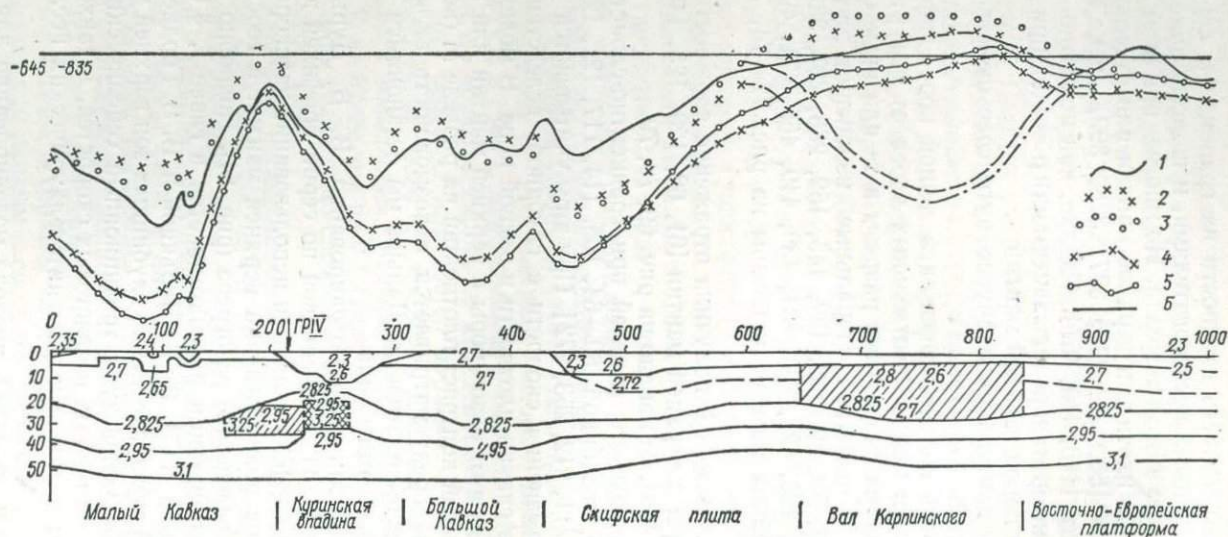


Рис. 84. Плотностная модель по профилю Волгоград — Нахичевань (по В. Б. Бурьянову, В. Б. Гордиенко, Н. И. Павленковой [63]).

Кривые силы тяжести: 1 — наблюдаемая; расчетные без учета теплового разуплотнения при плотности верхней мантии (г/см^3): 2 — 3,20; 3 — 3,30; расчетные с учетом теплового разуплотнения при плотности верхней мантии; 4 — 3,20; 6 — 3,30; 6 — расчетный нулевой уровень; расчетные без учета теплового разуплотнения при пересчете скоростей в плотности при плотности верхней мантии: 7 — 3,20; 8 — 3,30.

На модели заштрихованы тела аномальной плотности, штриховой линией показаны границы, не находящие отражения в плотностной модели

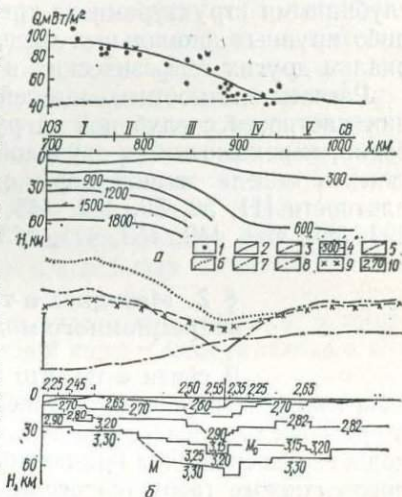
добиваются совпадения полей Δg и V_z изменениями градиента нарастания плотности с глубиной. Для уточнения верхней части разреза используется наблюдаемое поле, а в нижней части — трансформированное. Плотность в зоне Мохоровичича нарастает с глубиной от 3,08 до 3,34 г/см³.

С. С. Красовский и др. [123, 125, 200, 203, 207, 211, 212, 253, 265] при создании плотностных моделей используют сейсмические данные как в виде традиционных разрезов с отражающими и преломляющими площадками, так и в виде изоскоростных колонок. При этом зона перехода между низами коры и верхами мантии при-

Рис. 85. Тепловая (а) и гравитационная (б) модели (σ , г/см³) литосферы по III Международному профилю ГСЗ:

I — Паннонская впадина; II — Закарпатский прогиб; III — Складчатые Карпаты; IV — Предкарпатский прогиб; V — Вольно-Подольская плита.

Тепловые потоки: 1 — наблюдаемый; 2 — рассчитанный с источником, 3 — рассчитанный без источника; 4 — изотермы; кривые силы тяжести: 5 — наблюдаемая, 6 — эффект земной коры без учета M_0 ; 7 — вариант эффекта земной коры без учета M_0 ; 8 — эффект зоны разуплотнения, 9 — суммарный эффект; 10 — значения плотности на границах раздела (г/см³)



нимаются сложной. Расчеты ведутся с уточнением как геометрии, так и плотностной характеристики разрезов, включающих зоны инверсии и скачкообразные изменения плотности. Большое внимание уделяется детальному моделированию приповерхностных структур (рис. 54—56, 72, 87, 90). Подробнее об этих исследованиях будет сказано ниже. Аналогично выполнена интерпретация для Предуралья [122, 159] Г. Г. Кассиным и другими исследователями, использовавшими методические разработки С. С. Красовского. Но из-за отсутствия соответствующей сейсмической информации здесь не выделяются зоны инверсии плотности в коре, а раздел М на значительной части территории представлен не зоной, а резкой границей при плотности верхней мантии 3,30 г/см³ (рис. 105).

Близким является и подход к интерпретации В. И. Гольдшмидта для Казахстана [124] на тех профилях ГСЗ, где получены изоскоростные разрезы. Приняв, что изолиниям скорости, проведенным через 0,2 км/с, должны соответствовать изолинии плотности через 0,05 г/см³, для разреза последних в пределах земной коры как для контактных поверхностей и был рассчитан эффект, дополненный полем V_{zM} от границы М при перепаде плотности на ней 0,30 г/см³.

Как уже указывалось, Г. Я. Голидрой для Украины [113, 114, 117] рассчитан ряд градиентных моделей со значениями ρ_M от 3,00 до 3,50 г/см³ при наличии скачка плотности на границе М (рис. 70)

или без него и показано, что математически эти модели эквивалентны.

Таким образом, характерной особенностью большинства моделей при градиентно-слоистом нарастании плотности с глубиной и тщательном учете приповерхностных структур является хорошее совпадение расчетных полей с наблюдаемыми. В отличие от двухслойных и трехслойных моделей земной коры даже над контрастными глубинными структурами не требуется введения в разрезы каких-либо крупных аномальных масс, которые бы противоречили материалам других геофизических и геологических наблюдений.

Расчеты плотностных моделей при градиентно-слоистом нарастании плотности с глубиной за рубежом пока неизвестны. Но, очевидно, переходными от двухслойной к градиентно-слоистой можно считать модели земной коры с несколькими слоями постоянной плотности [11, 50, 59, 132, 145, 226, 286, 287, 289, 333, 377, 378, 392, 399, 433, 449, 453, 471, 473, 490 и др.].

§ 2. Методика и технология итерационного моделирования

В связи с тем что перед гравиметрией поставлена задача изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии в пределах сложных регионов, необходим качественно иной подход к ее решению, чем при поисково-разведочных работах. При этом новом подходе требуется исследование влияния не отдельных возмущающих тел в однородной среде, а определение гравитационного эффекта всей изучаемой среды, которая в общем случае всегда неоднородна и включает совокупность различных структурных этажей, часто характеризующихся градиентно-слоистым изменением плотности.

За период более двадцати лет активного привлечения материалов гравиметрии для моделирования глубинных структур совершенствовались подходы к интерпретации и методика исследований. Но единой точки зрения еще нет, и по многим направлениям ведутся широкие разработки, а анализ и обобщение полученных результатов только начинается. Но уже сейчас представляется целесообразным выделить следующие взаимосвязанные этапы (составные части процесса интерпретации), каждый из которых имеет самостоятельное важное значение [198, 199, 204, 211]: а) определение геологической цели исследований и постановка геологической задачи; б) выбор класса решений, с помощью которых возможно оптимальное изучение поставленной задачи на основании сведений о структуре и свойствах изучаемой геологической среды; в) выбор метода исследований; г) математическое обеспечение интерпретации; д) разработка методики и технологии интерпретации; е) обеспечение решения необходимой геологической и геофизической информацией; ж) выбор первого приближения; з) проведение требуемых расчетов, анализ получаемой информации (желательно в итерационном ре-

жине), определение доверительных интервалов интерпретации; и) итерационное сближение результатов, получаемых различными методами; к) анализ получаемых данных о структуре и свойствах изучаемой геологической среды, выводы о степени решения поставленных задач; л) обсуждение геологических результатов интерпретации.

Таким образом, основная цель гравитационного моделирования исследований в свете изложенного может быть сформулирована следующим образом: изучение структуры и свойств земной коры и верхней мантии при градиентно-слоистом нарастании плотности с глубиной. Геологические задачи в пределах этой общей цели могут существенно конкретизироваться (например, определение мощности земной коры), быть различными для разных регионов (например, изучение девонских отложений представляет большой интерес в Днепровско-Донецкой впадине и не может быть объектом исследований на Украинском щите), но главным должно оставаться изучение сложной геологической среды и отдельных ее частей [200, 204, 209].

Исследования под руководством автора выполняются в первую очередь для изучения структур земной коры и зоны перехода к верхней мантии по отдельным профилям ГСЗ в пределах Украины и смежных территорий [123, 125, 198, 203, 207, 211, 212, 214, 215, 218, 253 и др.], а также для изучения глубинного строения верхней части земной коры на отдельных площадях [265]. Методика итерационного моделирования глубинных структур в гравитационном поле разрабатывалась исходя из представления о градиентно-слоистом строении земной коры и зоны перехода к верхней мантии.

Интерпретационные построения этого оптимизационного типа, как указывает В. Н. Страхов [318, 321, 325], заключаются в получении детальных разрезов земной коры по профилям ГСЗ на основе использования комплексных геофизических данных в рамках комплексных геолого-геофизических моделей изучаемой среды методом подбора с оптимальным удовлетворением всей совокупности экспериментальных данных и априорных ограничений. Расчеты проводятся с помощью итерационного моделирования, реализуемого в трехмерном варианте с помощью системы «человек — ЭВМ» [162, 199, 203, 204, 209, 211, 212, 216, 217]. Математическое обеспечение этой системы выполнено В. И. Старостенко [250, 308, 310]. Среди созданных им программ для моделирования глубинных структур наиболее часто применяется та, по которой модель изучаемого района аппроксимируется набором четырехугольных усеченных пирамид переменной плотности [214—218, 250, 308, 310]. Это позволило достаточно просто и с высокой точностью аппроксимировать сложные геологические тела, сократить объем вводимого в ЭВМ материала и уменьшить время счета на ЭВМ. Кроме того, используются методы устойчивого решения обратных линейной и нелинейной задач [309—312]. Возможно также использование программ решения прямых задач, созданных Г. Я. Голиздрой [115, 118], О. К. Лит-

виненко и др. [237], М. Тальвани и М. Юингом [496] и др. Перспективны в этом направлении исследования В. Н. Страхова, М. И. Лапиной и О. А. Кузнецовой [328], предлагающих искать решения не в действительной, а в комплексной форме и затем использовать аппроксимационные методы. Применяется для изучения глубинного строения автоматизированная система интерпретации на основе метода минимизации, разработанная Е. Г. Булахом [55, 57, 58, 250]. Все шире развиваются идеи С. В. Шалаева и Л. В. Канторовича о применении математического программирования для решения задач моделирования, интенсивно разрабатываемые в последние годы В. И. Старостенко [309—312], С. М. Оганесяном [262, 312], Г. Г. Кравцовым [195] и другими исследователями.

Большинство известных методов интерпретации предусматривает предварительное выделение гравитационных влияний интересующих объектов с последующей интерпретацией выделенных полей, т. е., по В. Н. Страхову [313], такие методы лежат в рамках концепции интерпретации изолированной аномалии, имеющей много слабых сторон ([200, 209, 313, 315], а также § 3 главы II). При изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии разделение формальными методами аномалий, обусловленных совокупностью разных тел на различных структурных этажах, вследствие исключительной сложности задачи вряд ли возможно не только практически, но и теоретически.

В связи с этим автором [208] было предложено проводить моделирование всей среды при учете глубинных неоднородностей смежных территорий. При таком подходе нет необходимости разделять поля на составные части. Более того, решения для отдельных структур находятся также как для составных элементов всей изучаемой среды.

Обратная задача гравиметрии в общем случае неоднозначна [310, 315, 316, 317, 323—325]. Поэтому успех интерпретации во многом зависит от использования имеющейся геологической и петрологической информации или материалов других методов геофизики, особенно ГСЗ. С привлечением дополнительной информации, выраженной в форме ограничений на неизвестные, появляется возможность сформулировать задачу существенного геологического содержания и резко сузить рамки ее решения.

В настоящее время в геофизике и геологии накопилось много различных материалов, на основе которых можно выдвигать гипотезы строения и развития разных регионов. Первоочередной проблемой является объединение всей имеющейся информации с целью получения такого (таких) конструктивного решения, которое бы описывало наиболее вероятный на данном этапе изучения вариант строения геологической среды. Решение этой задачи возможно с помощью синтеза, методической и технической основой которого является моделирование структуры и свойств изучаемой среды [318, 321, 325]. Оперирование моделями (в основном численными и графическими) позволяет получать новые сведения об объекте, выяв-

лять и фиксировать связь между его составными элементами. Кроме того, модели — удобный способ объединения, хранения и выдачи информации, организованного использования разнообразных частных приемов и методик, целеустремленной постановки последующих экспериментов.

С помощью моделирования можно применить новый подход к интерпретации — истолкование наблюдаемых физических полей исходя из представлений об изучении не отдельных тел (возмущающих объектов), а всей геологической среды. При этом существенным является то, что геологическая среда — это не беспорядочное скопление каких-либо возмущающих объектов, а некоторая упорядоченная совокупность петрографических образований, закономерная и особенность строения и взаимосвязь которых обусловлены геологической историей развития самой среды и отражены в закономерном, генетически обусловленном, упорядоченном распределении физических свойств всей совокупности объектов среды. Физические поля функционально отвечают такому распределению. Поэтому, рассчитывая модели распределения плотностей в геологической среде, которые создают эффект, аналогичный наблюдаемому гравитационному полю, можно получать сведения о структуре геологической среды [198, 200, 209]. При таком подходе процесс интерпретации с помощью итерационного уточнения представлений о геологической модели позволяет привлекать информацию иных геофизических методов и геологические данные, которые используются как ограничения при построении конкретной модели и позволяют существенно регуляризовать решения поставленной геологической задачи [162, 200, 204, 209]. В свою очередь параметры полученной модели необходимо учитывать при построении моделей по данным других методов, добываясь итерационного сближения различных геофизических моделей и построения такой геологической модели, которая наилучшим образом могла бы объединить все модели, построенные по материалам отдельных методов.

Методической основой моделирования как метода интерпретации гравитационных аномалий является определение гравитационного эффекта отдельно от разных структурных этажей и отдельных структур с последующим анализом их влияния на суммарное поле. Жесткое закрепление всех известных по геологическим и геофизическим данным параметров среды позволяет существенно регуляризовать неоднозначность решения обратной задачи. Возможность в процессе моделирования производить корректировку отдельных параметров, известных приближенно или гипотетически, позволяет добиваться совпадения суммарной расчетной и наблюдаемой кривых при наилучшем учете всех известных материалов, как минимум не противореча им при любых упрощениях, генерализации и подборе наиболее вероятных из тех параметров, которые имеют определенные диапазоны изменения. Необходимо отметить, что в сплошной среде изменение отдельных параметров одних объектов

требует соответствующего их изменения и в смежных объектах (например, геометрии отдельных тел). Этими положениями выражается коренное отличие моделирования от других методик подбора, когда сначала добиваются минимизации расхождения расчетного и наблюдаемого полей при произвольном изменении отдельных параметров, а уже затем ищут геологическое объяснение полученной модели. Задача в таком случае обычно решается в двухмерном варианте или при жестко закрепленных размерах объектов вкрест простирания профиля. Полученное формальное решение по сути является одним из многих возможных математических решений обратной задачи, и не может считаться достаточно надежным в геологическом смысле.

Разработанная нами методика направлена на решение основной поставленной задачи — изучение глубинных структур земной коры и верхов мантии, учитывает особенности изучаемой среды — градиентно-слоистое нарастание плотности с глубиной, трехмерность взаимосвязанных структур и т. д., и в значительной степени свободна от многих из указанных выше недостатков. Основные положения методики и технологии гравитационного моделирования [198—200, 203, 204, 211] сводятся к следующему.

Рассчитывается гравитационное влияние как отдельных структурных этажей, так и отдельных блоков и тел. Процесс расчета итерационный. Вначале закладывается вся известная к моменту моделирования геологическая и геофизическая информация, и суммарный эффект определяется путем сложения влияния всех объектов среды. Это дает возможность определять степень расхождения наблюдаемого и вычисленного полей как в целом для профиля, так и на отдельных участках. Морфология и абсолютная величина выявленного расхождения указывают на причину этого явления и позволяют перейти к последовательному изменению тех параметров, которые известны или предполагаются с определенной степенью свободы, но в то же время в четких рамках, обусловленных всей совокупностью геологической и геофизической информации. Благодаря этому моделируются наиболее вероятные геологические и физические модели и на всех этапах расчеты производятся при полном контроле интерпретатора, решение ведется в рамках выбранной принципиальной модели геологической среды, рассматриваются наиболее вероятные с геологической точки зрения варианты.

Вначале вся изучаемая среда генерализуется по структурным этажам. Затем каждый структурный этаж моделируется детально с учетом всех объектов, а рассмотрение эффекта и сравнение полей производится на фоне общего суммарного эффекта V_2 . Такой прием обусловлен, с одной стороны, громоздкостью детальной модели всей среды и ограничением технических возможностей вычислительной техники, с другой — трудностями корректировки совокупной модели, в которой не видно истинного вклада отдельных объектов среды. Когда рассматривается эффект как от всей среды, так и от ее составных элементов в отдельности, появляется возможность пол-

нее и глубже изучать отдельные объекты и всю среду в целом. При этом учет и корректировка трехмерности объектов не вызывают принципиальных трудностей.

Поскольку гравитационное поле наиболее чувствительно к объектам в верхней части земной коры, верхние этажи моделируются с большой степенью детальности; нижняя часть среды представляется в более генерализованном виде, учитывая аппроксимацию в наблюдаемом поле суммарного влияния отдельных незначительных глубинных неоднородностей. Так, в соответствии с данными теоретического моделирования (глава II) вряд ли следует выбирать поперечные размеры отдельных глубинных структур меньшими глубины залегания ее верхних кромок.

Общепринятым при интерпретации гравитационного поля над глубинными структурами является объяснение аномальных особенностей наблюдаемого поля тем или иным отклонением строения и свойства от принятой «нормальной» модели земной коры. Но такой подход весьма условен, так как, во-первых, выбранная «нормальная» модель — это некоторая идеализация действительной среды, во-вторых, степень такой идеализации, т. е. структура и свойства «нормальной» модели, также является одним из объектов, подлежащих изучению. Очень перспективными в этом отношении являются предложения М. А. Алексидзе и К. М. Картвелишвили применять при интерпретации такое нормальное поле, которое учитывает не только геодезическую фигуру, но и геологическое строение Земли [8, 9, 175]. Изучение гравитационного поля структур земной коры и верхней мантии различных, особенно контрастных по строению регионов должно помочь уточнению наших представлений по этому кардинальному вопросу. В настоящее время любая «нормальная» модель должна рассматриваться как некоторое приближение к истине, которую надо познавать гораздо глубже.

При количественной интерпретации, в том числе и при моделировании, расчеты удобно вести с помощью параметров избыточной (или недостаточной) плотности. В рамках концепции интерпретации «изолированных» аномалий реализация такого подхода трудностей не вызвала — параметр $\Delta\rho$ определяется относительно вмещающей среды, которая принимается однородной. Нас интересует вся среда определенного региона, по крайней мере до глубины верхней мантии. А в этом объеме различные объекты имеют индивидуальную переменную плотность, величина которой наряду с геометрическими параметрами как раз и является объектом исследований. Естественно, что нельзя определять $\Delta\rho_i$ относительно параметра ρ , величина которого не только точно не известна, но и различна в разных частях изучаемой среды. Очевидно, что расчеты можно проводить в абсолютных значениях плотности, но и при этом необходимо для всей среды выбирать одинаковую глубину при условии постоянной плотности ниже этого условного уровня. В противном случае будут проявляться аномалии за счет влияния масс вне объема изучаемой среды.

Нами разработана технологическая схема вычислений, при которой все расчеты ведутся относительно верхов верхней мантии, плотность которых в пределах исследуемого региона условно принимается одинаковой [197, 212, 214]. Это обусловлено следующим.

1. Для всех структур земной коры и зоны перехода к верхней мантии целесообразно определить $\Delta\rho_i$ любых объектов относительно единого уровня значений плотности.

2. В пределах отдельных площадей (профилей ГСЗ) в первом приближении, очевидно, можно предположить латеральную плотностную однородность верхов мантии, так как на глубинах свыше 40—50 км возможные неоднородности верхней мантии могут создавать аномалии, охватывающие площади с поперечником в несколько сотен километров. Нами проведено теоретическое моделирование возможных неоднородностей в верхней мантии и показано [201], что размеры аномальной зоны, увеличиваясь по мере углубления неоднородности, в несколько раз превышают этот параметр и практически охватывают всю площадь, подлежащую исследованию.

3. Латеральные плотностные неоднородности в верхней мантии, исходя из данных ГСЗ, вряд ли могут быть значительными по величине. В то же время при выявлении любых таких неоднородностей в процессе изучения тех или иных регионов достаточно легко будет внести коррективы относительно среднего значения плотности верхней мантии.

При этом следует учитывать, что одинаковые вертикальные изменения плотности ρ для всей площади исследований и вблизи нее не приведут к изменению аномалий V_z , а вызовут одинаковое изменение уровня V_z везде. Для абсолютной привязки достаточно приравнять уровень значений V_z над таким регионом, для которого геометрия и параметризация глубинных структур установлены достаточно уверенно и представляются типичными, к значению Δg .

Выбор всегда одного и того же значения плотности верхней мантии позволяет сравнивать уровни поля различных регионов, но при этом следует учитывать разность в величинах планетарных аномалий силы тяжести, а при использовании аномалий Буге — различия в уровнях наблюдений. Если после учета этих факторов уровни значений V_z отдельных регионов будут разными, то или плотности верхней мантии различны в сравниваемых регионах, или необходимо уточнение параметризации земной коры. Таким образом, появляется возможность на количественном уровне сравнивать плотностные модели разных регионов.

На первом этапе интерпретации отдельные структурные этажи целесообразно рассматривать генерализованно, без дробного расчленения на отдельные структуры. Плотность для каждого структурного этажа выбирается осредненной относительно плотности верхней мантии. Это диктуется как возможностью быстрой и простой оценки вклада каждого структурного этажа в суммарное поле, так и технологической целесообразностью расчленения всей сложной модели.

Требования к выбору «осредненного» плотностного параметра $\Delta\rho$ каждого структурного этажа на первом этапе интерпретации не являются строгими, так как любая погрешность будет учтена при детальном моделировании структур этого этажа путем определения в каждой точке отдельного объекта разницы между истинной $\Delta\rho_i$ и осредненной $\Delta\bar{\rho}$ относительно верхней мантии. Поэтому, если даже достоверно известно, что в верхней части земной коры происходит градиентное нарастание плотности с глубиной, в генерализованной модели верхнего слоя можно провести моделирование гравитационного эффекта как с учетом средней величины этого градиента, так и просто с какой-то средней разницей в плотностях относительно плотности верхней мантии. Но для лучшего совпадения с истинным эффектом даже приближенное среднее значение плотности структурного этажа нужно оценивать достаточно точно.

Количество структурных этажей, выделяемых в генерализованной модели, может быть различным и должно определяться особенностями глубинного строения. В общем случае можно рекомендовать выделение таких этажей: осадочный чехол, верхняя, средняя, нижняя часть консолидированной земной коры, зона перехода Мохоровичича от земной коры к верхней мантии. Естественно, в генерализованной модели возможно объединение отдельных структурных этажей. Учитывая специфику расчетов при градиентно-слоистом строении среды, целесообразно в каждом структурном этаже или смежных этажах рассматривать одинаковые объемы среды в пределах всей изучаемой территории. Но последнее условие не обязательное, так как оно вызывается только технологическими удобствами расчетов.

При выборе конкретных плотностных параметров отдельных объектов структурных этажей среды следует опираться на известные сведения о физических свойствах горных пород, осредняя по мере возможности их по блокам или слоям. При оценке плотности глубинных частей среды необходимо использовать данные о скоростном разрезе (желательно дифференцированно для отдельных блоков) и зависимости $\rho = f(v)$ в соответствии с особенностями каждого региона. В общем случае целесообразно использование единой зависимости $\rho = f(v)$. При определении плотностных параметров необходимо учитывать термодинамические условия, в которых находятся отдельные объекты среды, состав пород, степень метаморфизма, насыщенность осадочных пород карбонатами, галогенами и др.

После составления первого приближения плотностной модели среды и получения первого варианта расчета анализируются суммарное поле $V'_{z_{гп}}$ и эффекты от различных структурных этажей и отдельных комплексов пород на фоне наблюдаемого поля Δg . При наличии расхождений полей $V'_{z_{гп}}$ и Δg анализируются морфология и значения аномалий $\Delta g_{гп} = \Delta g - V'_{z_{гп}}$. В первую очередь, основываясь на зависимости ширины аномальных зон от глубины

залегания тел и их возможной аппроксимации [197, 212, 494], по морфологии расхождения кривых $V'_{z_{гп}}$ и Δg проводится корреляция отдельных аномальных зон или их совокупностей с расположенными на соответствующих глубинах отдельными структурами. Для тех особенностей разностного поля, которые проявили достаточно четкую связь с определенными объектами, в дальнейшем вносятся целесообразные и допустимые с точки зрения априорной информации коррективы в геометрию и плотностную характеристику. Затем путем ряда k -итераций достигается совпадение расчетного поля V_z с наблюдаемым Δg .

Для тех особенностей разностного поля, которые не проявляют четкой связи с определенными объектами, проводится дополнительный анализ геофизических и геологических материалов (рассматриваются различные варианты сейсмических построений, привлекаются общегеологические соображения, учитывается аналогия с другими, в первую очередь смежными, регионами и др.).

Аналогична и схема интерпретации при решении обратных (линейных и нелинейных) задач гравиметрии [162, 310, 311]. После составления первого приближения модели среды при закреплении более четко установленных параметров (например, когда сведения о плотностях пород более достоверны, чем о геометрии среды) решается обратная задача в отношении тех параметров, для которых устанавливаются определенные ограничения, таким образом, чтобы минимизировать расхождение наблюдаемого и вычисленного полей. Если это расхождение не удовлетворяет исследователя, переходят к последующему шагу, при котором для получения k -й модели вносятся соответствующие изменения в параметры $(k - 1)$ -й модели. С измененными исходными данными на ЭВМ снова решается обратная задача до тех пор, пока расхождение между полями V_z^k и Δg не удовлетворит исследователя, в противном случае следует переход к $(k + 1)$ -му шагу.

В том случае, когда ограничения на параметры не накладываются, аналогичный процесс организуется с помощью алгоритмов решения систем линейных и нелинейных уравнений [310].

Рассмотрение всей совокупности материалов с учетом морфологии и величины разностных аномалий позволяет вносить в разрез наиболее вероятные, с точки зрения геологической и геофизической информации, изменения. Характерным для такого подхода является получение в разрезе только оправданных геофизическими и геологическими материалами объектов в рамках известных допусков изменения параметров при возможности рассмотрения нескольких вариантов строения отдельных зон и при полном контроле интерпретатора. На определенных этапах интерпретации целесообразно применение автоматизированной системы интерпретации для уточнения модели среды.

Отметим особенности предложенной автором методики: а) модель геологической среды учитывает в земной коре и зоне перехода к верх-

ней мантии градиентно-слоистые, латеральные и скачкообразные изменения плотности, включая зоны инверсии; б) возможно изучение вертикальных, горизонтальных и наклонных контактов первого и второго рода (со скачком и без скачка плотности); в) интерпретация ведется с закреплением известных параметров и ограничением диапазона изменения менее четко установленных параметров в наиболее вероятных пределах; г) оценивается взаимное влияние различных объектов на общий эффект; д) проводится сравнительная оценка влияния различных объектов и их совокупностей разных структурных этажей на фоне суммарного эффекта; е) рассматривается несколько вариантов модели или ее частей при изменении менее точно известных параметров; ж) учет и корректировка трехмерности отдельных объектов не вызывают принципиальных ограничений; з) возможно введение в модель на любой стадии дополнительной или новой информации; и) имеется возможность сравнения результатов моделирования в разных регионах.

При этом отметим, что разработанная методика позволяет реализовывать любые подходы к гравитационному моделированию, применяемые другими исследователями (глава III, § 1), и в этом смысле может рассматриваться как универсальная.

Автор отдает себе отчет, что моделирование, как и другие модификации метода подбора, не может обеспечить однозначного решения задачи. Но возможность закрепления одних и ограничения изменения других параметров среды позволяет вести интерпретацию с наилучшим учетом сведений о структуре и свойствах среды и существенно повышать достоверность интерпретации.

Подробно применение методики и технологии итерационного моделирования рассмотрено в главе IV, некоторые вопросы выбора модели первого приближения среды рассмотрены в следующем параграфе.

Дальнейшие исследования по совершенствованию методики изучения глубинных структур при применении гравитационного моделирования представляется целесообразным проводить по следующим направлениям.

1. Изучая характер изменения плотности в зависимости от скорости и с глубиной, выполнять районирование регионов исследований в соответствии с различием этих законов.

2. Исследовать теоретические модели, учитывающие различные особенности и разные соотношения параметров среды; проводить сравнительное изучение моделей, типичных для разных регионов.

3. Искать (в пределах принципа эквивалентности) серию моделей, учитывающих неоднозначность информации (сейсмических, геотермических, геологических и других данных), проверять различные гипотезы.

Соединение при моделировании анализа и синтеза позволяет рассматривать различные варианты и гипотезы о строении всей изучаемой среды и любых ее частей. Как известно, большинство геофизических задач поставлено некорректно, их решения не единственны

и неустойчивы [310, 315, 325 и др.]. Поэтому они не поддаются полной формализации, и получение оптимального варианта интерпретации возможно лишь с помощью многовариантного итерационного счета, в процессе которого используются вся априорная информация, а также знания, опыт и интуиция интерпретатора. В. Н. Страховым [314] убедительно показано, что многовариантный счет необходим даже в тех случаях, когда имеется достаточно хорошо разработанная теория решения какого-либо вопроса.

Можно утверждать, что в ближайшем будущем необ одимость в многовариантном счете при решении большинства задач истолкования геофизических данных будет неизбежной. Поэтому, с одной стороны, необходимо совершенствовать теорию методов интерпретации, что позволит в максимальной степени формализовать решение, существенно сократить и упорядочить многовариантный счет [314], а с другой — необходимо разрабатывать удобные автоматизированные системы интерпретации «человек — ЭВМ».

Наиболее целесообразна реализация такой системы в режиме диалога «человек — ЭВМ» с помощью системы дисплея [110], о целесообразности которой для решения геофизических задач указал И. П. Недеялков [256]. Это позволило бы оперативно получать из ЭВМ и вводить в ЭВМ информацию в символьной и графической формах в виде изображения на экране электронно-лучевой трубки (ЭЛТ). Располагая такой системой изображения, процесс интерпретации проходил бы следующим образом. Интерпретатор после k -го решения задачи, выполненного ЭВМ, получает на экране ЭЛТ изображение как k -й модели, для которой найдено решение, так и расчетного V_z^k и наблюдаемого Δg полей. После анализа выданных на ЭЛТ результатов геофизик оперативно вносит коррективы в изображение модели. Скорректированное на экране изображение является исходной информацией для получения следующего $(k + 1)$ -го варианта решения задачи и т. д. Такая организация процесса истолкования материалов гравитационных наблюдений обеспечила бы быстрый поиск оптимального в геолого-геофизическом отношении решения. Результаты окончательного варианта при этом должны документироваться в графической форме с помощью графопостроителя [162].

Учитывая разработки по комплексированию интерпретации гравитационного и сейсмического методов Г. Я. Голыздры, В. Г. Козленко, Н. И. Павленковой [116, 179, 181, 270, 271] и других исследователей, целесообразно развивать исследования по методике итерационного согласования различных моделей (гравитационной, сейсмической, термической, магнитной и др.). В первую очередь следует говорить о создании единого сейсмогравитационного метода изучения глубинного строения коры и верхней мантии Земли [171, 325].

Как указывает В. Н. Страхов [325], из общих соображений (которые подкрепляются соответствующим математическим анализом) следует, что неоднозначность и неустойчивость решения обратной

задачи гравиметрии в рамках комплексных моделей изучаемой среды существенно меньше тех, которые имеют место в рамках чисто гравитационных моделей.

В перспективе необходимо заняться созданием единой общей системы интерпретации геофизических данных. Ее назначение — автоматизированное построение геологической модели изучаемого района, которая оптимально отвечала бы всей совокупности исходной геологической и геофизической информации. Возможность создания таких систем во многом будет зависеть от успехов в решении целого ряда технических и математических проблем, среди которых наиболее фундаментальными должны стать разработки теории больших систем, устойчивых алгоритмов решения линейных и нелинейных некорректно поставленных, устойчивых и быстроходящихся алгоритмов для решения задач нелинейного программирования. Сейчас такие исследования под руководством В. И. Старостенко успешно проводятся в Институте геофизики им. С. И. Субботина АН УССР.

§ 3. Выбор первого приближения модели среды

Анализ различных подходов к изучению глубинных структур с помощью материалов гравиметрии убедительно показывает, что использование только гравитационного поля явно недостаточно для успешной интерпретации. Впрочем, это относится и к данным любого другого отдельно взятого метода геофизики, хотя, конечно, материалы сейсмометрии, и особенно ГСЗ, в сравнении с другими методами обладают гораздо большей разрешающей способностью и меньшими диапазонами неоднозначности решения обратной задачи. В. Н. Страхов, подчеркивая огромную роль неформализованного анализа при интерпретации геофизических материалов [314, 317, 325], прямо указывает, что «без использования модельных представлений о строении земной коры и верхней мантии и априорной количественной информации о распределении плотности в коре (т. е. только по наблюдаемому аномальному гравитационному полю) получить какие-либо сведения о распределении плотностей в земной коре и верхней мантии невозможно» [325, с. 50].

Как уже неоднократно подчеркивалось, использование априорной геолого-геофизической информации при гравитационном моделировании имеет очень большое значение для регуляризации и существенного сужения неоднозначности решения [310, 315, 325, 375]. Особенно важно всестороннее и, по возможности, наиболее полное привлечение достоверной информации для составления первого приближения модели изучаемой среды. По сути вся дальнейшая интерпретация проводится в рамках именно этой модели и направлена на проверку и уточнение ее. Еще раз подчеркнем, что в результате моделирования мы получаем одно из многих эквивалентных решений, и именно наилучшее согласование параметров окончатель-

ной модели со всей совокупностью имеющейся геолого-геофизической информации является критерием степени достоверности рассчитанной модели.

Поскольку основное содержание задач моделирования геолого-тектонического, при составлении модели первого приближения должны быть учтены все фактические геологические, петрологические, петрохимические и тектонические сведения об изучаемой среде. Эти материалы должны быть максимально увязаны с плотностной характеристикой тех или иных образований изучаемых объектов. Так, конкретные объекты даже с достоверно установленными одинаковыми геометрическими параметрами, возрастом и даже составом пород могут создавать весьма различный гравитационный эффект из-за различия плотностной характеристики этих образований в различных частях изучаемой среды. Например, в § 5 главы II показано (рис. 54, 56), что различная степень метаморфизма пород карбона обуславливает такую дифференциацию их по плотности, что тела, сложенные этими породами, в различных частях одного и того же профиля ГСЗ могут создавать относительные аномалии различного знака [198, 212].

Естественно, при гравитационном моделировании обширных территорий проводится генерализация отдельных мелких для выбранного масштаба исследований тел. Но при этом нужно следить, чтобы интегрирование параметров объектов проводилось корректно по выделенным геолого-тектоническим блокам, а не принималась как-им-то средним для структур с различными свойствами. Так, на Украинском щите выделяются блоки консолидированного фундамента, значительно различающиеся по средней плотности и создающие разный гравитационный эффект [125, 253]. А так как площади блоков бывают достаточно большими, то создаваемые ими за счет различия физических свойств аномальные поля имеют морфологию и амплитуду (рис. 87, 90) очень сходные с полями, вызванными более глубокими объектами, и при формальном выделении «нормального» фона вполне могут войти в региональную составляющую поля. Поэтому следует весьма осторожно относиться к тем методикам, которые при моделировании пользуются остаточным (после вычитания формально определенного регионального фона) полем, как иногда делается на том же Украинском щите [286, 287].

Наиболее ценными для гравиметрии являются данные о распределении скоростей. Однако при этом следует учитывать специфику и различие в точности построений разноточностных и окранных частей разреза, интегрированный характер результатов и др.

Подробно интересующие гравиметристов особенности сейсмических моделей рассмотрены в § 1 главы II. Здесь лишь обратим внимание на то, что отдельные отражающие и преломляющие сейсмические площадки, вероятно, могут регистрироваться не от границ первого рода (с разрывом скоростей), а от разделов второго рода (с изменением градиента без скачка скорости). А поскольку при этом не происходит скачкообразного изменения физических пара-

метров, такие границы не будут создавать гравитационного эффекта. Аномальное гравитационное поле в этом случае образуется за счет различного градиента изменения плотности в разных блоках, а в сейсмике это отразится только в скоростных разрезах. Когда же последних нет, сейсмические границы в гравитационных моделях не могут интерпретироваться однозначно.

В том случае, когда на отдельных сейсмических площадках регистрируется четкий перепад скоростей, обуславливать его могут не только резкие контакты различных по свойствам слоев, но и отдельные линзообразные тела незначительной мощности (сотни метров), особенно в том случае, когда наблюдается эшелонирование таких площадок по глубине. Поэтому при составлении модели первого приближения и последующей интерпретации гравитационного поля нужно учитывать четыре неадекватных варианта плотностной модели: а) резкий плотностной контакт; б) достаточно широкая переходная зона изменения плотности; в) линия смены градиента изменения плотности; г) наличие отдельных тел с аномальной плотностью.

Последний вариант может практически не проявляться в гравитационном поле. Так, теоретические расчеты показывают, что блок $12,5 \times 12,5$ км мощностью 5 км при глубине верхней кромки 35 км и избыточной плотности $0,40 \text{ г/см}^3$ создает максимальный гравитационный эффект всего в 1,45 мгл при аномалии пологой формы шириной более 100 км. А ведь четкие преломления и отражения могут создаваться от тел меньших размеров при меньшем контрасте плотностей, чем для $\Delta\rho = 0,40 \text{ г/см}^3$, и мощности в первые сотни метров [70, 133].

В связи с этим укажем также, что выявляемые все шире в последние годы в земной коре наклонные сейсмические границы [236, 397], связываемые с разломами, могут обуславливаться маломощными телами, образованными вследствие механических передвижений и миграции вещества вдоль разломов. Очевидно, эти тела вполне могут создавать регистрируемый сейсмический эффект и практически, если только по разломам нет значительных смещений блоков, различных по физическим свойствам, не будут находить заметного, а тем более четкого отображения в гравитационном поле. Значительное перемещение по разломам блоков разного состава должно находить отражение в скоростных колонках.

Таким образом, для согласования сейсмической и гравитационной моделей при составлении плотностных разрезов совершенно необходимо помимо геометрических построений иметь и скоростные разрезы, хотя, конечно, это только сужает неоднозначность решения, но не ликвидирует ее. Во всяком случае формально принятые какие-либо средние плотности условно выделенных слоев земной коры не позволяют создавать плотностные модели, удовлетворяющие совокупности имеющейся априорной информации [200, 202, 204, 209].

Большой интерес представляют и модели, получаемые по данным термометрии, магнитометрии, электромагнитным исследова-

ниям и др. Но поскольку количественные связи между плотностями и физическими параметрами, используемыми в этих методах, изучены слабо, а часто и весьма неоднозначны, их использование требует тщательного качественного и количественного анализа. Так, очень важны и перспективны модели с использованием данных изучения теплового поля [60—63, 213, 272, 462], но при этом требуется тщательная количественная оценка характера и возможной величины гравитационного эффекта (глава I, § 6).

Большую роль при подготовке модели первого приближения играют результаты других подходов к интерпретации гравитационных материалов. Особенно они важны для верхнего структурного этажа, который создает значительную часть общего аномального гравитационного эффекта [114, 198, 215 и др.], а разрешающая способность ГСЗ здесь меньше, чем гравиметрии [125, 202, 203].

На поисково-разведочном этапе обычно широко применяются различные аналитические методы оценки параметров возмущающих объектов [10, 55, 196, 197, 227, 245, 349, 353, 359]. Технические возможности аналитических методов, составляющих методологическую основу интерпретации физических полей на базе классических теорий, позволяют оперировать ограниченным количеством переменных в среде, принимаемой однородной. Но при исследовании глубинного строения земной коры, когда стоит задача изучения всей геологической среды, классическими методами можно получить достаточно приближенные решения лишь для отдельных объектов, только фрагментарно или осредненно отображающих реальное геологическое строение. Таким образом, уже на начальном этапе интерпретации огромное разнообразие реальной геологической среды «подгоняется» фактически под простейшие схемы, для которых в рамках соответствующих теорий можно построить строгие решения. Методы разделения и трансформации полей весьма полезны как при решении отдельных разведочных задач, так и при тектоническом районировании обширных территорий и картировании тектонических нарушений [56, 169, 170, 310, 364], однако возможности использования трансформированных полей при моделировании глубинных структур в гравитационном поле весьма ограничены (глава II, § 3). В то же время следует указать на развиваемые в последние годы Е. Г. Булахом и др. [55, 56, 57, 58] трансформации полей и оценки отдельных параметров среды как на материалы для составления первого приближения модели среды.

Широкое применение при изучении закономерностей строения земной коры, и в первую очередь глубины залегания границы М, нашли корреляционно-статистические методы. После исследований Р. М. Демницкой [134] достаточно широко начали использоваться двумерные корреляционные связи аномалий Буге с различными геометрическими параметрами земной коры [44, 129, 259, 343 и др.], а Г. И. Каратаев и Э. Э. Фотиади исследовали многомерные корреляционные связи [169, 170, 364, 365]. В последние годы стали изу-

чатся многомерные связи гравитационных аномалий с петрохимическими особенностями, тепловым потоком и др. [1, 508]. Однако применение корреляционно-статистических методов дает хорошие результаты лишь в пределах регионов с одинаковыми физико-геологическими условиями и однотипной связью геолого-геофизических параметров (глава II, § 3). Поэтому получаемые статистическими методами [44, 120, 150, 169, 170, 364, 365, 381 и др.] сведения о глубинном строении в первую очередь следует рассматривать как материалы для первого приближения модели среды, изучаемой с помощью гравитационного моделирования. С другой стороны, очевидно, корреляционный метод целесообразно применять при интерполяции (а в одинаковых физико-геологических условиях и экстраполяции) данных как ГСЗ [171, 364, 365], так и гравитационного моделирования.

В последние годы благодаря усилиям М. Е. Артемьева и др. [13—18, 20, 86, 157] широкое развитие получило изостатическое редуцирование, позволяющее получить с помощью оценки изостатического сопротивления регионов характеристику глубинных структур. Поскольку при вычислениях изостатических аномалий величина и характер последних существенно зависят от выбранных средних параметров и, как правило, не учитывают отдельные неоднородности, количественная интерпретация носит условный характер. В то же время, очевидно, материалы таких исследований, в первую очередь по оценке неоднородностей в верхней мантии [14, 15], целесообразно использовать при гравитационном моделировании, особенно на обширных территориях.

Перспективным для выбора модели первого приближения представляется и привлечение методов распознавания образа, развиваемых на Украине В. Н. Николенко [260].

При гравитационном моделировании в конкретных регионах для выбора модели первого приближения и оценки диапазонов изменения отдельных параметров верхнего структурного этажа применяются конкретные методические и технологические приемы, разработанные применительно к этим регионам. Так, при исследованиях на Украинском щите нами широко использовались методические разработки и результаты исследований З. А. Крутиховской, Г. К. Кужелова, Г. Т. Собакаря, К. Ф. Тяпкина, О. Б. Гинтова, С. С. Красовского и др. [102—104, 161, 189, 196, 197, 212, 220, 224, 297, 298, 335, 349 и др.].

Современные сейсмические и петрологические материалы, подробно проанализированные в § 1, 2 главы II, свидетельствуют о наличии зоны перехода от земной коры к верхней мантии в большинстве континентальных структур. В соответствии с этим и в плотностных моделях нами предусматривается наличие подобной зоны, на верхней кромке которой, обычно отождествляемой с генерализованным положением верхних площадок М, происходит перепад плотностей до $0,20 \text{ г/см}^3$, а в пределах самой зоны происходит градиентно-слоистое нарастание плотности от $3,15—3,25 \text{ г/см}^3$ до значений

3,40 г/см³ на границе M_2 , где предполагаются исчезновение в разрезе низкоскоростных пропластков и линз и распространение исключительно пород верхней мантии. Выбор границы второго рода M_2 весьма условен и приурочивается к глубинам, ниже которых отсутствуют четкие проявления отдельных площадок M . Однако, как показывают расчеты на теоретических моделях, изменение гипсометрии этой границы второго рода оказывает незначительное влияние на гравитационное поле. Так, при неизменном положении границы M_1 и нарастании плотности в зоне перехода от 3,20 до 3,40 г/см³ для блока 50×50 км углубление границы M_2 на 1 км приводит к уменьшению гравитационного поля примерно на 1,0 мгл.

Как показывают теоретические расчеты и опыт гравитационного моделирования (глава IV), общее гравитационное влияние зоны перехода не превышает первых десятков миллигал и вполне может быть заменено эквивалентным перераспределением выше лежащих объектов или формальным выделением плотностных неоднородностей ниже раздела M_1 . С нашей точки зрения, в тех регионах, где есть соответствующая сейсмическая информация о геометрии и скоростной характеристике такой зоны, ее целесообразно выделять в плотностных моделях. В тех регионах, где таких сведений нет, раздел M , очевидно, целесообразно моделировать в виде одной границы. Плотность верхней мантии ниже этой границы в первом приближении, очевидно, следует выбирать порядка 3,30 г/см³ (как среднее для зоны перехода), а возможно, и меньше (соответствующей осредненной плотности кровли этой зоны), предполагая дальнейшее равномерное нарастание плотности с глубиной до значений, характерных для верхней мантии. Опыт моделирования нами раздела M в обоих вариантах, приведенный в главе IV, показывает, что введение в плотностные модели зоны перехода от земной коры к верхней мантии позволяет наилучшим образом учесть априорные сейсмические и петрологические данные и получить дополнительную информацию о глубинных структурах. В то же время и генерализованное представление раздела M в виде одной резкой плотностной границы при градиентно-слоистом нарастании плотности в земной коре и тщательном моделировании верхнего структурного этажа позволяет получать достаточно обоснованные плотностные модели. При этом по мере получения новой информации и совершенствования методики моделирования вполне возможен переход к более сложной структуре зоны перехода путем незначительных эквивалентных перераспределений масс в глубинных этажах изучаемых регионов.

Следует иметь в виду, что решение получается в рамках тех принципиальных модельных представлений, которые были определены при составлении модели первого приближения. А поскольку общее решение, как правило, с теми или иными допущениями находится всегда, то все ошибки первоначальной модели (например, выделение резкой плотностной границы K , противоречащей современным сейсмическим материалам) обязательно будут и в окончательной модели.

Глава IV. ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ГРАДИЕНТНО-СЛОИСТЫХ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЗОНЫ ПЕРЕХОДА К ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Разработанная методика и технология итерационного моделирования градиентно-слоистых трехмерных сред с использованием выявленной зависимости $\rho = f(v)$, априорной геолого-геофизической информации и методических разработок по выбору модели среды была применена нами при составлении плотностных моделей коры и верхов мантии по серии пересекающихся профилей ГСЗ на Украине и по смежным регионам, а также в Прикамье, на Кавказе, на Индийском щите. Наиболее подробно все итерации моделирования и результаты исследований приведены для профилей ГСЗ Синельниково — Чугуев и Могилев-Подольский — Таганрог, для других профилей даны результаты моделирования глубинных структур. Описан также опыт детального площадного моделирования структур верхней части земной коры на отдельных участках.

§ 1. Гравитационное моделирование глубинных структур по профилю ГСЗ Синельниково — Чугуев

Профиль ГСЗ XVI Синельниково — Чугуев протяженностью 280 км (рис. 86) пересекает Днепровско-Донецкую впадину в зоне сочленения Днепровского грабена и Донецкого складчатого сооружения и выходит в пределы Украинского щита на юге и Воронежского кристаллического массива на севере [107, 334, 380].

Над ДДВ гравитационное поле относительно спокойно. В пределах УЩ (южнее ПК 20) поле более дифференцировано, средний уровень его здесь выше, поле растет в направлении к УЩ. Северный борт впадины характеризуется плавным понижением гравитационного поля в сторону ВКМ. В районе ПК 110 происходят относительное увеличение значений поля и изменение характера конфигурации изолиний, что обусловлено сложной разломной тектоникой этого участка.

Осадочная толща, заполняющая ДДВ, имеет мощность до 18,5 км при широком диапазоне изменения плотностей [172—174]. Типичными являются: а) тенденция к возрастанию плотности с увеличением возраста и глубины залегания пород; б) постепенное нарастание плотности с глубиной при наличии ряда небольших по значению

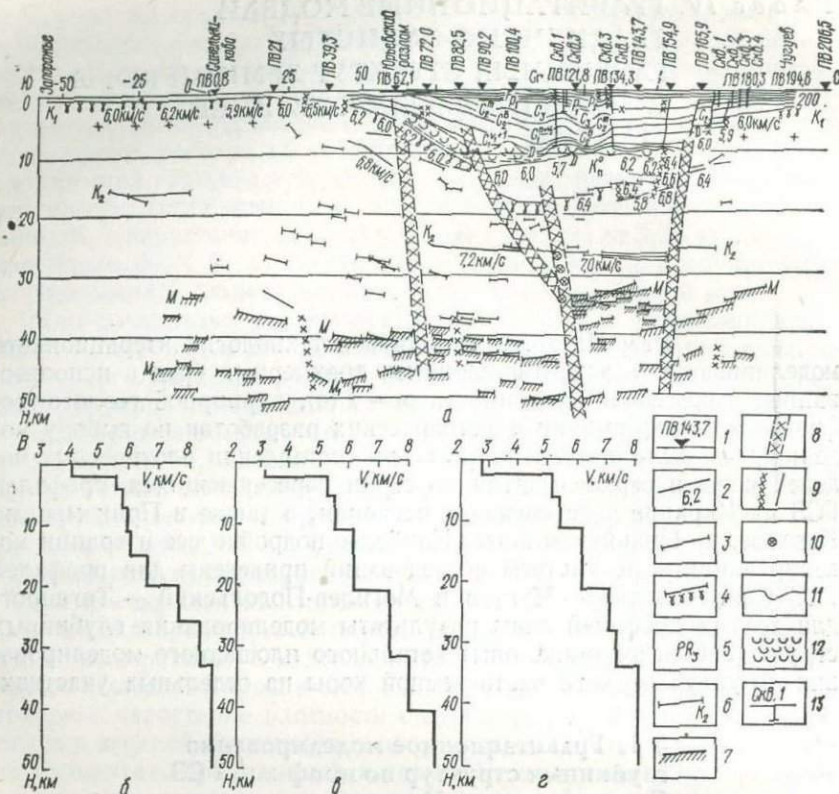


Рис. 86. Сейсмологический разрез (а) по профилю ГСЗ Синельниково — Чугуев (по В. Б. Соллогубу и др. [107]) и скоростные разрезы (б, в, г) северного склона Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины: 1 — пункты взрыва; 2 — преломляющие границы (v , км/с); 3 — отражающие площадки; 4 — поверхность фундамента; 5 — отложения рифея; 6 — граница в консолидированной коре; 7 — отражающие площадки, соответствующие разделу М; 8 — глубинные разломы; 9 — тектонические нарушения по сейсмическим и геологическим данным; 10 — точки дифракции; 11 — границы стратиграфических комплексов; 12 — соль; 13 — буровые скважины

(до $0,05-0,2$ г/см³) скачкообразных изменений на границах слоев различного состава и возраста, иногда сопровождающееся чередованием толщ с большей или меньшей плотностью; в) изменение плотности одновозрастных отложений в латеральном направлении, связанное с возрастанием степени метаморфизма; г) при продвижении от бортов впадины к краевым частям грабена наблюдается переход плотностных границ на более молодые стратиграфические уровни.

В процессе составления плотностного разреза проводилась его аппроксимация, заключающаяся в замене практически бесконечного количества мелких плотностных неоднородностей более мощными комплексами, включающими несколько сравнительно близких по

плотности толщ, и установлении их усредненных параметров. При выборе параметров пород осадочного чехла и верхней части фундамента [211] в значительной мере использовались обширный материал [173, 174] и консультации Н. Н. Карпинской.

Структура осадочного чехла отражена на сейсмогеологическом разрезе верхней части земной коры [334], построенном по геологическим данным и опирающемся на материалы сейсмических исследований МОВ, геологическая интерпретация которых выполнена М. В. Червинской и Г. Д. Забелло (рис. 86).

При расчетах нами опробованы два варианта представления соленосного разреза. В первом в соответствии с сейсмогеологическим разрезом [334] соль представлялась в виде штоков ($\rho = 2,15 \text{ г/см}^3$) среди терригенных пород ($\rho = 2,72 \text{ г/см}^3$), во втором — вся толща девонских отложений центральной части рассматривалась в виде соленосно-терригенной смеси ($\rho = 2,53 \text{ г/см}^3$). В первом варианте амплитуда аномалий на 7 мгл больше, чем во втором. Это объясняется неравномерным насыщением солью девонских отложений, превышающих в купольных структурах 50% объема. Учитывая мнение М. В. Червинской [380] о том, что количество соли не должно превышать 30%, мы в суммарной модели расчеты вели при представлении всей толщи девона в виде смеси соленосно-терригенных отложений.

В районе северного краевого разлома толща девона отдельными разломами разбита на ряд блоков, в районе южного краевого разлома располагается в виде моноклинали. Наличие девонских отложений предполагается [334] и южнее краевого разлома, что нами было учтено при первом варианте расчета модели, но эти данные не являются бесспорными. Подошвой девонских отложений в ДДВ является размытая поверхность архей-протерозойских образований [380]. Исключение составляет северо-западная часть Припятского грабена, где девонские отложения залегают на терригенных образованиях рифея (пинская свита) и, возможно, отдельные участки на юго-востоке ДДВ (в зоне сочленения с Донецким складчатым сооружением), где, судя по данным региональных сейсмических профилей [107, 305, 334], можно ожидать наличие более древних, чем девонские, осадочных образований. На изучаемом профиле предполагается структурный этаж рифейского возраста [107, 305, 380]. Данных о плотности рифейских пород нет, кроме неглубоко залегающих отложений в районе Припятского грабена. На исследуемом профиле трудно ожидать существенного отличия плотности верхов рифея от терригенных пород девона. По сейсмическим данным мощная толща пород рифея не расчленяется. Поэтому, учитывая нарастание плотности с глубиной, среднюю плотность рифейских образований мы приняли равной $2,76 \text{ г/см}^3$.

Изучение глубинных структур в гравитационном поле проводилось с помощью итерационного моделирования, исходя из представления о градиентно-слоистом строении земной коры и зоны перехода к верхней мантии, по методике и технологии расчетов, разрабаты-

ваемых под руководством автора настоящей монографии с 1967 г. [198, 199, 203, 204, 212, 214—218]. Расчеты проводились по программам В. И. Старостенко [250, 308, 310].

При составлении модели консолидированный фундамент аппроксимировался рядом вертикальных блоков, верхняя кромка каждого из которых соответствует гипсометрии средней точки поверхности блока, а нижняя — условному уровню 20 км. Введение в модель последнего вызвано целесообразностью раздельного моделирования верхней (зона А) и нижней (зона В) частей земной коры. Верхняя часть земной коры по геофизическим и геологическим данным достаточно подробно изучена и дифференцирована и требует тщательных расчетов эффекта от совокупности многих отдельных структур. О структурах нижней части земной коры и зоны перехода ее к верхней мантии и о распределении там плотности можно судить в основном по материалам региональных геофизических исследований и общегеологическим представлениям. Следовательно, моделирование этих структур целесообразно вести укрупненно, с меньшей дифференциацией при больших допусках к изменению отдельных параметров. Исходя из сейсмических данных [107, 305, 334, 376], наименее дифференцированной является средняя часть земной коры, поэтому именно в ее пределах целесообразно выбирать условный уровень, отделяющий верхнюю часть земной коры от нижней.

В первоначальной обобщенной модели на поверхности фундамента в пределах УЩ и ВКМ всюду средняя плотность кристаллических пород была выбрана равной $2,70 \text{ г/см}^3$.

В пределах ДДВ, где поверхность консолидированного фундамента погружается под мощные осадочные отложения, естественно предположить увеличение плотности вследствие возрастания давления. Согласно данным, приведенным в главе II, для пород верхней части фундамента можно ожидать возрастание плотности на $0,04—0,05 \text{ г/см}^3$ при увеличении давления до $400—500 \text{ МПа}$. Л. И. Койфманом и К. А. Кореневич [211] в соответствии с расчетами давлений на разных глубинах были определены величины нарастания плотности в зависимости от глубины и давления, а также рассчитаны значения ρ .

На глубине 20 км, в соответствии с нашими представлениями о модели земной коры по VIII профилю ГСЗ [200, 203], плотность была выбрана $2,85 \text{ г/см}^3$. От поверхности кристаллического фундамента до глубины 20 км в модели предусматривалось градиентное нарастание плотности, индивидуальное для блоков с разной глубиной погружения верхней кромки. При последующих итерациях параметры блоков верхней части консолидированного фундамента уточнялись в соответствии с петрофизической и геофизической информацией и корректировались получаемыми расчетами аномального эффекта.

При моделировании параметры всех объектов задавались как разности между их принятой плотностью и плотностью верхней мантии, которая ниже подошвы переходной зоны между земной ко-

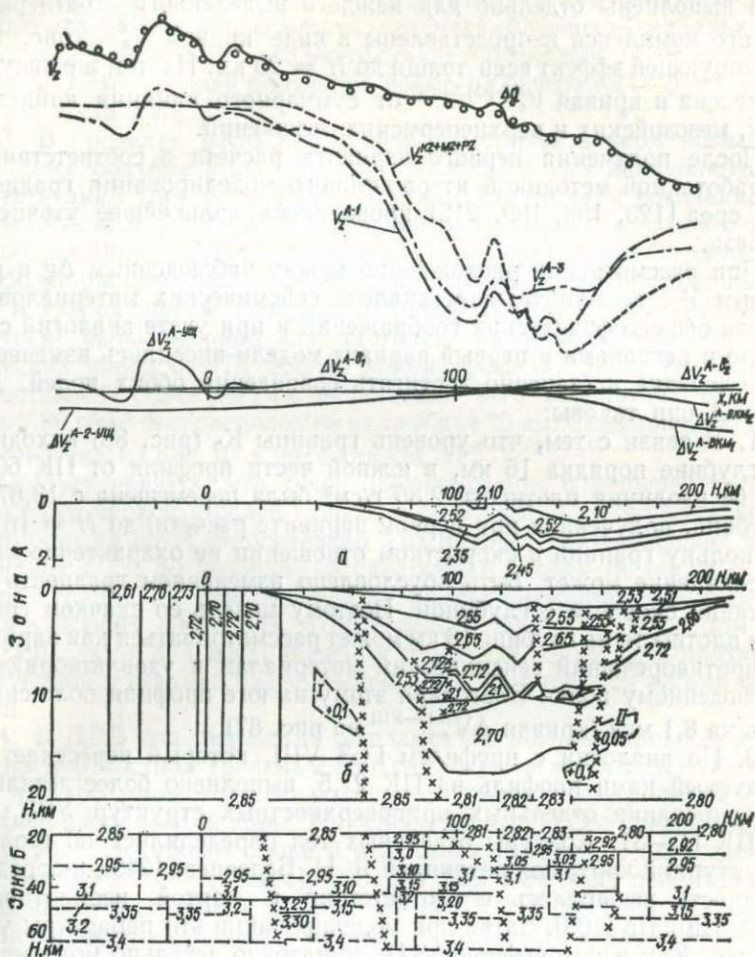


Рис. 87. Результаты моделирования гравитационного эффекта (σ , $г/см^3$) по профилю Синельниково — Чугуев.

Зона А — подобранные структуры верхней части осадочного чехла (а), осадочных пород ДДВ и блоков верхней части консолидированной коры (б). Зона Б — подобранные структуры нижней части земной коры и зоны перехода к верхней мантии.

Кривые: Δg — наблюдаемая; V_z — рассчитанная для всей модели; V_z^{A-1} , V_z^{A-3} , $V_z^{KZ+MZ+PZ}$ — для структур верхней части земной коры; V_z^M — от границы М — при перепаде плотности 0,40 $г/см^3$; V_z^{B-1} , V_z^{B-2} , V_z^{B-3} — итерации подбора структур зоны Б; $\Delta V_z^{A-1-III}$, $\Delta V_z^{A-2-III}$, ΔV_z^{A-2-IV} , ΔV_z^{A-2-IV} , ΔV_z^{A-2-IV} , ΔV_z^{A-2-IV} — поправки за счет детализации приповерхностных структур консолидированной земной коры.

0,1 и 0,5 — значения избыточной плотности, $г/см^3$

рой и верхней мантией выбрана постоянной — $\rho = 3,40 \text{ г/см}^3$. Расчеты выполнены отдельно для каждого выделенного стратиграфического комплекса и представлены в виде кривой V_z^{A-1} (рис. 87), суммирующей эффект всей толщи до $H = 20 \text{ км}$. На том же рисунке приведена и кривая $V_z^{KZ+MZ+PZ}$ от суммарного влияния кайнозойских, мезозойских и верхнепермских отложений.

После получения первого варианта расчета в соответствии с разработанной методикой итерационного моделирования градиентных сред [123, 198, 199, 212] проводилось дальнейшее уточнение разреза.

При рассмотрении расхождений между наблюдаемым Δg и расчетным V_z , дополнительном анализе сейсмических материалов на основе общегеофизических соображений и при учете аналогий с соседними регионами в первый вариант модели вносились изменения, позволяющие постепенно достигать совпадения обоих полей. Для зоны А они таковы:

1. В связи с тем, что уровень границы K_3 (рис. 86) находится на глубине порядка 16 км, в южной части профиля от ПК 60 до ПК 64 изолиния плотности $2,80 \text{ г/см}^3$ была перемещена с 13,67 км (глубина, полученная при первом варианте расчета) до $H = 16 \text{ км}$. Поскольку граница в скоростном отношении не охарактеризована, ее появление может быть обусловлено изменением градиента нарастания скорости с глубиной. Поэтому модель со скачком градиента плотности на глубине 16 км может рассматриваться как вариант, не противоречащий сейсмическим материалам и удовлетворяющий наблюдаемому полю. Благодаря этому на юге профиля поле снизилось на $8,1 \text{ мгл}$ (кривая $\Delta V_z^{A-1-U\text{Щ}}$ на рис. 87).

2. По аналогии с профилем ГСЗ VIII, который пересекает исследуемый нами профиль на ПК 21,5, выполнено более детальное моделирование отдельных приповерхностных структур УЩ между ПК 60—31. Контуры отдельных тел определялись по геологоструктурной карте под редакцией Я. Н. Белевцева [248], их средняя плотность выбиралась в соответствии с картой изоплотностей А. О. Шмидта [108]. Затем при моделировании эти параметры уточнялись. Как и по профилю VIII, достаточно детально моделировались тела, непосредственно пересекаемые профилем XVI в полосе шириной по 70 км по обе стороны от профиля.

До нижней границы блоков на глубине 16 км с $\rho = 2,80 \text{ г/см}^3$ плотности линейно, но индивидуально для различных блоков нарастали. Таким образом, дифференциация строения отдельных блоков, нивелируясь, сохраняется до 16 км. Расчеты проводились для разностной модели относительно общего уровня плотности на поверхности фундамента, равного $2,70 \text{ г/см}^3$, с учетом поправки за опускание изоплотностной линии $2,80 \text{ г/см}^3$ с 13,67 до 16 км. Поправка за дифференциацию верхней части земной коры УЩ представлена на рис. 87 кривой $\Delta V_z^{A-3-U\text{Щ}}$. Максимальная положительная поправка приходится на тело амфибол-биотитовых гнейсов и

составляет $+12,1$ мгл; наибольшая отрицательная поправка относится к блоку над камышевахскими аплито-пегматоидными гранитами ($-6,8$ мгл). Интересно отметить, что средний уровень поправок составляет $+0,96$ мгл, что свидетельствует о несколько более высокой, чем $2,70$ г/см³, средней плотности пород на поверхности фундамента в этой части УЩ.

3. В пределах ВКМ при общем субгоризонтальном поведении или даже подъеме к северу всех глубинных границ наблюдается более низкий уровень поля Δg , чем на УЩ. Расчеты показали, что объяснить этот факт только наличием маломощных осадочных отложений на склоне ВКМ невозможно. Поскольку средняя плотность наиболее распространенных на склоне ВКМ гранитов, граносиенитов и гранодиоритов равна примерно $2,66$ г/см³ [343], именно это значение было выбрано для плотности на поверхности кристаллических пород от ПК 160 до конца профиля. Здесь вся зона А представлена более легким блоком, для чего изоплотностной уровень $2,80$ г/см³ был расположен на глубине 20 км. Суммарная поправка показана на рис. 87 в виде кривой $\Delta V_2^A - \text{ВКМ}$.

Следует указать, что такое предположение о меньшей средней плотности блоков и более глубоком погружении линий одинаковой плотности на ВКМ относительно УЩ находит подтверждение в материалах ГСЗ, по которым изоскоростные уровни (а также гипсометрия границы К при прежних вариантах интерпретации) понижаются в сторону ВКМ [269, 376]. Отметим также, что при этом как для УЩ, так и для ВКМ значения градиента нарастания плотности с глубиной в верхней части земной коры оказываются весьма близкими.

4. В ДДВ под рифейским фундаментом логично предположить, что из плотностной уровень $2,85$ г/см³ располагается более глубоко, чем над соседними блоками в связи с большим погружением здесь верхней части земной коры. На основе данных ГСЗ о поведении границы K_3 в указанном блоке и величинах граничных скоростей на ней (порядка $7,0-7,2$ км/с), уровень $2,95$ г/см³ был перемещен на глубине от 25 км на ПК 90 до 27 км на ПК 156 (рис. 88). В соответствии с этим для отдельных блоков верхней части земной коры были вычислены значения плотности на уровне 20 км и рассчитана поправка к полю V_2^{A-1} , которая не превышала $1,0$ мгл.

5. К югу от южного краевого разлома на профиле ГСЗ выделена наклонная граница K_1 с $v_r = 6,8$ км/с (рис. 86), что выше обычного уровня изоскоростей на этих глубинах. Предположив наличие здесь тела базальтоидов, связанных с разломами, нами между ПК 45 и 64 было заложено тело с дополнительной избыточной плотностью $+0,1$ г/см³, что вызвало эффект в поле V_2 до $+4,5$ мгл (кривая ΔV_2^{A-6} рис. 87).

6. Аналогично выполнена интерпретация для площадок К в области северного краевого разлома (рис. 86). Здесь, учитывая значения граничных скоростей между ПК 145—157, в разрез было

включено тело базальтоидов с $\rho = +0,1 \text{ г/см}^3$, а между ПК 158—173 — тело более основных пород с дополнительной избыточной плотностью $+0,05 \text{ г/см}^3$. Суммарная поправка для этих двух тел достигала $+2,8 \text{ мгл}$ и показана на рис. 87 кривой $\Delta V_z^{A-B_2}$.

От границы М вначале был рассчитан гравитационный эффект так, как это обычно делается при представлении ее в виде резкого контакта с перепадом плотностей $0,40 \text{ г/см}^3$. Линия контакта в этом

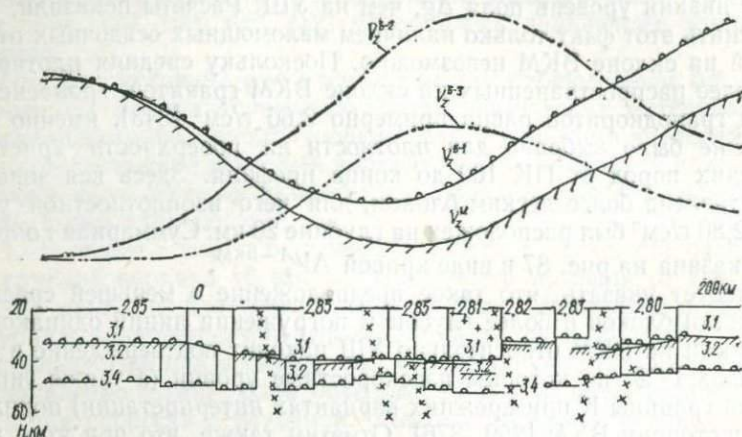


Рис. 88. Итерации подбора структур нижней части земной коры и зоны перехода к верхней мантии (σ , г/см^3).

Условные обозначения кривых см. на рис. 87

случае проводится по верхним площадкам М (рис. 88). Полученная кривая V_z^M показывает, что гравитационный эффект в средней части профиля снижается более чем на 60 мгл , в то время как в наблюдаемом поле здесь его значение понижается на 30 мгл , т. е. меньше, чем того требует модель только верхней зоны А. Еще большие различия наблюдаются при сравнении уровней поля на УЩ и ВКМ. Если в наблюдаемом поле эта разница достигает 60 мгл , то по кривой V_z^M она составляет всего 6 мгл . Эффект от верхних 20 км (кривые V_z^A), приводя в относительное соответствие различие уровней поля над УЩ и ВКМ, указывает на необходимость не разуплотнения пород в модели под ДДВ, а на их уплотнения. Следовательно, ни по морфологии, ни по уровню значений поля кривая V_z^M не может быть увязана с наблюдаемым полем.

Затем нами была рассчитана гравитационная модель нижней части земной коры и области перехода к верхней мантии (зона В). При этом предусматривается градиентное нарастание плотности от глубины 20 км с $\rho = 2,85 \text{ г/см}^3$ до границы M_1 , которая была приурочена к генерализованному положению верхних площадок М. Здесь перепад плотностей был принят от $3,10$ до $3,20 \text{ г/см}^3$. В зоне

перехода к верхней мантии между границами M_1 и M_2 , которая была проведена как огибающая нижних площадок M , предполагается градиентное увеличение плотности от 3,20 до 3,40 г/см³.

Кривая V_z^{B-1} (рис. 88), хотя и дала меньшее значение максимального прогиба относительно поля над УЩ, однако уровень поля над ВКМ оказался выше, чем над УЩ. Ни по морфологии, ни по уровням аномального поля над различными структурами кривая V_z^{B-1} не может быть признана удовлетворительной, и таким образом эта модель зоны B требовала существенных изменений, которые и были внесены.

А. На VIII профиле ГСЗ и ряде других нижние площадки M обычно располагаются глубже, чем 50 км. Если в нижней части зоны перехода не будет резкого проявления менее скоростных компонент разреза, регистрация отдельных площадок не обязательна. К тому же и система наблюдаемых годографов не была специально нацелена на регистрацию глубинных площадок ниже границы M_1 . В соответствии с этим в южной и северной частях профиля XVI граница M_2 была опущена до 52 км.

Б. Была подвергнута сомнению приуроченность площадок M_1 к зоне Мохоровичича на обоих концах профиля. Имелось в виду следующее. Выделенные площадки M_1 не охарактеризованы преломленными волнами и для них нет расчета граничных скоростей. А определение природы площадок только по динамическим признакам, особенно на концах профилей, не однозначно [107, 305, 334]. По профилю VIII, который пересекает профиль XVI на ПК 21,5, верхние площадки M в этой части Украинского щита расположены не выше 45 км. Поэтому проявлением верхних площадок зоны M были признаны площадки, расположенные на глубинах порядка 45 км на УЩ и 42,5 км на ВКМ. К тому же следует отметить, что над ВКМ наблюдаемое поле убывает к северу, граница M_1 предыдущих моделей воздымается к северу и никаких объектов, которые могли бы объяснить это противоречие, в разрезе не обнаружено. Таким образом, на УЩ и ВКМ граница M_1 была значительно опущена.

В. Между главными разломами по сгущению площадок M на глубине 43 км была предположена промежуточная граница M , на которой $\rho = 3,35$ г/см³ без скачка плотности.

Г. Согласно результатам интерпретации по профилю VIII между пикетами 60 и 66 была проведена на глубине 32 км изолиния плотности 2,95 г/см³ без перепада плотностей на ней. Дальше на север эта изолиния в пределах ДДВ приурочивалась к сейсмической границе K_3 на глубинах 25—27 км, а за ПК 155 — на глубине 26 км.

Д. Аналогично соответствующему варианту модели зоны A между главными разломами на глубине 20 км была введена дифференцированная плотность от 2,89 до 2,81 и изменено градиентное нарастание плотности в каждом из блоков под ДДВ до изолинии 2,95 г/см³.

Такие изменения, внесенные в модель зоны В (кривая V_z^{B-2} на рис. 88), привели к значительному улучшению совпадения наблюденного поля Δg с рассчитанным V_z , представляющим сумму полей V_z^A и V_z^B от зон А и В, особенно по морфологии.

Следующий вариант В—3 содержал такие коррективы:

А. По аналогии с профилем VIII положение границы M_2 было перемещено на глубины 61—63 км, а предыдущее положение этой границы было сохранено для изолинии 3,35 г/см³ (вместо 3,40 г/см³). Предположение о глубине изолинии 3,35 г/см³ под ДДВ на 45 км было аннулировано.

Б. Учитывая приближение площадок М к поверхности консолидированного фундамента при явном сокращении мощности земной коры под ДДВ, было сделано предположение о меньшей величине контраста плотностей на границе M_1 . Так, между пикетами 70 и 95 перепад плотностей был принят равным от 3,10 до 3,15 г/см³; от ПК 95 до ПК 118 скачок плотности при $\rho = 3,10$ г/см³ вообще не предусмотрен, а на глубине 43 км он составил 0,05 г/см³ (от 3,15 до 3,20 г/см³); между ПК 118 и 154 на границе M_1 перепад плотностей разместился между 3,05 и 3,10 г/см³, а от ПК 154 до ПК 168 изменялся от 3,10 до 3,15 г/см³.

В. Учитывая резкое проявление сейсмической границы K_3 , на ней от ПК 115 к северу был предусмотрен перепад плотностей от 2,92 до 2,95 г/см³ и севернее ПК 155 эта граница была опущена на 1 км.

Г. В пределах ВКМ в соответствии с вариантом А—3 на глубине 20 км значение плотности составило 2,80 г/см³ вместо 2,85 г/см³.

Модель В—3 дала несколько меньший, чем требуется, уровень поля V_z^{B-3} (рис. 88) над ДДВ и сохранила повышенные по сравнению с требуемым для согласования полей Δg и V_z значения над ВКМ относительно УЩ, однако амплитуда разностных аномалий уже стала не больше 20 мгл. Поэтому было продолжено уточнение модели зоны В наряду с работой над моделью зоны А. В разрезе зоны В итерационно были внесены незначительные изменения, которые оказались возможными в рамках имеющихся представлений о вариантах истолкования сейсмических материалов и возможных допусков изменения плотностных параметров (рис. 87). Эти изменения наряду с уточнением строения зоны А позволили получить удовлетворительное совпадение суммы полей V_z^{A-3} и V_z^{B-4} с наблюденным полем по XVI профилю ГСЗ (рис. 86).

Предложенная модель строения земной коры и зоны перехода к верхней мантии представляет собой вариант решения задачи, в который могут быть внесены и уточнения и исправления, а по некоторым позициям интерпретации могут быть и иные решения, чем предложено нами. Однако, по нашим представлениям, основные принципиальные положения моделирования структур земной коры в гравитационном поле не могут быть подвергнуты существенному пересмотру, так как только в этом случае мы получили удовлетво-

рительное объяснение подавляющей части всей совокупности имеющейся к настоящему времени геофизической и геологической информации. К принципиальным моментам выполненной интерпретации, по нашему мнению, относятся следующие:

1. Только с помощью представления о всей среде как градиентно-слоистой возможна увязка наблюдаемого гравитационного поля Δg с материалами ГСЗ.

2. В гравитационном поле должна моделироваться не резкая плотностная граница между земной корой и верхней мантией, а зона перехода М, включающая проявления «сандвичевой» сейсмической структуры площадок М.

3. Отрицается наличие резкого перепада плотностей на границе в средней части земной коры, выделяемой ранее как раздел Конрада.

4. Нельзя в реально возможных диапазонах изменения плотностей наблюдаемое поле объяснить только структурами верхней части земной коры.

5. Показана высокая эффективность моделирования в гравитационном поле структур верхних частей УЩ и ДДВ, т. е. изучения той части разреза, которая при наблюдениях ГСЗ слабо дифференцирована.

В результате выполненной интерпретации появилась возможность сделать ряд выводов и о геологических особенностях глубоких структур.

1. Под ДДВ наблюдается утяжеление всей толщи консолидированной земной коры при более высоком, чем на УЩ и ВКМ, гипсометрическом уровне проявления зоны перехода к верхней мантии. Учитывая сокращенную здесь мощность земной коры, можно предположить в указанном блоке, начиная с рифея, проникновение в земную кору больших порций мантийного материала, возможно, сопровождающегося раздвижением земной коры и ее утонением. В любом случае эти процессы должны были привести к утяжелению всего указанного блока и его опусканию вследствие нарушения изостатического равновесия. Длительность всех процессов при периодичности проявлений отдельных их фаз и привела к возникновению сложных структур ДДВ и аномальному строению и составу земной коры и зоны перехода от нее к верхней мантии.

2. В плотностном разрезе находит подтверждение выделенная В. Б. Соллогубом и А. В. Чекуновым [305] структура рифейского фундамента в центральной части ДДВ.

3. Установлено, что плотность кристаллического фундамента ВКМ меньше по сравнению с плотностью фундамента УЩ, по крайней мере в пределах исследуемого профиля.

4. Сделано предположение о меньшем насыщении девонских образований солью, чем считает ряд исследователей. Это положение соответствует представлениям М. В. Чирвинской [380] о сокращении количества соли от центральной части ДДВ к ее периферии.

5. На обоих краях профиля XVI произведено уточнение положения границы M_1 , и она была опущена. Выполненные построения хорошо согласуются с материалами по другим профилям ГСЗ.

§ 2. Моделирование гравитационного поля глубинных структур Украинского щита по VIII профилю ГСЗ Могилев-Подольский — Таганрог

Исследования в этом профиле представляют исключительный интерес, так как здесь почти на всем протяжении нет осадочного слоя и его не нужно геологически редуцировать. Гравитационное поле вдоль всего щита дифференцировано, но в общем характеризуется единым уровнем, на котором выделяются Голованевский максимум и Кировоградский минимум (рис. 42).

Первый опыт моделирования по этому профилю А. О. Шмидта и В. Б. Бурьянова [108], проводившийся с учетом градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной, но без тщательного анализа имевшихся сейсмических материалов [305], показал, что гравитационный эффект трехмерных структур «гранитного» слоя может полностью удовлетворять наблюдаемому полю. Но негоризонтальность поверхностей К и М создавала аномалию до 200 мгл, которую авторы связывали с уплотнениями в верхней мантии под корнями гор.

В работе Н. И. Павленковой, В. Б. Бурьянова и В. В. Гордиенко [272] наблюденное поле также было объяснено только структурами верхней части земной коры при градиентном нарастании плотности с глубиной везде, кроме блока новоукраинских гранитов, плотность которых принималась постоянной на всю их мощность. Такой характер модели подтвержден расчетами по тепловому полю (рис. 71).

Дальнейшая интерпретация сейсмических материалов по VIII профилю ГСЗ [109, 135, 305], а также недостаточно полное использование в предыдущих моделях сейсмических материалов по глубинной части разреза требовали приступить к новому этапу детального моделирования. При этом использовались наш предыдущий опыт [108, 162, 198, 212, 214], представление о разделе Мохоровичича как о зоне перехода от земной коры к верхней мантии [200, 253] и уточненные данные о зависимости $\rho = f(v)$ [202, 203, 205].

При составлении модели верхняя часть разреза аппроксимировалась трехмерными расчетными телами. Для обеспечения необходимой детальности модели неоднородности верхней части земной коры подробно учитывались по обе стороны от профиля в полосах шириной по 70 км. Этим обеспечивался достаточно точный учет гравитационного влияния различных комплексов пород непосредственно по профилю и по его периферии. При этом с возможной полнотой были использованы сведения о границах геологических объектов и плотностях пород верхнего структурного этажа консолидированной земной коры [108, 161, 167, 168, 212, 248, 290, 297, 298]. Подчеркнем, что для пород даже одного состава наблюдается увеличение плотности с глубиной [228, 360]. В то же время в верхней части земной коры УЩ возможны зоны, где совместное влияние температуры и давления может привести к инверсии скорости [109,

332], уменьшению плотности при изменении (лейкократизации) состава пород. В целом градиентно-слоистое нарастание плотности с глубиной, индивидуальное для различных блоков вплоть до появления слоев с инверсией плотности, характерно для всей земной коры и зоны перехода к верхней мантии.

В соответствии с субгоризонтальным положением изоскоростного уровня 6,5 км/с на глубинах 14—18 км [109, 135] было сделано предположение о нивелировании на этом уровне плотностных различий отдельных блоков, плотность в которых индивидуально нарастает от значений, характерных для поверхности фундамента, до значений порядка 2,80 г/см³. До получения скоростных колонок по отдельным блокам зоны инверсий плотностей, за редким исключением, не моделировались. В настоящее время после вычисления таких колонок В. Б. Соллогубом и А. А. Трипольским этот эффект нами учтен. При этом особенности методики позволили лишь внести дополнительные сведения в создаваемую модель и уточнить ее, а не выполнять полностью новый вариант моделирования.

До глубин 28—32 км, характеризующихся скоростями порядка 6,8—7,1 км/с, т. е. до уровня, на котором предполагается распространение пород основного состава, также принято градиентное нарастание плотности до $3,00 \pm 0,05$ г/см³. На первом этапе вычислений [253] градиент этого нарастания был почти везде одинаков, после получения более дифференцированной по блокам скоростной модели были внесены коррективы и в плотностную модель. Однако по-прежнему скачкообразного изменения плотности при переходе от верхней к нижней части земной коры не предусматривается. Нижняя часть коры вплоть до зоны перехода к верхней мантии также характеризуется нарастанием плотности от 3,00 до 3,10—3,20 г/см³.

В зависимости от значений v_r , выразительности отдельных площадок М и их глубины плотность на верхней границе переходной зоны в модели составляет 3,15—3,25 г/см³, и таким образом на разделе М перепад плотностей равен 0,10—0,15 г/см³. При этом мы не исключаем возможности большего контраста на отдельных площадках М, но при переслаивании неоднородностей на значительных глубинах отдельные контрасты нивелируются в осредненной градиентно-слоистой модели. Пока нет конкретных данных о неоднородностях в верхней мантии на УЦ, поэтому в первом приближении верхняя часть мантии принимается однородной с плотностью 3,40 г/см³. В переходной зоне М предусмотрено градиентно-слоистое нарастание плотности до значений 3,40 г/см³, индивидуальное для различных блоков.

Следует указать, что обычное отождествление в плотностных моделях верхних площадок М с резкой границей М, на которой предполагается перепад плотностей порядка 0,40 г/см³, создает такой гравитационный эффект (рис. 89), который ни по интенсивности, ни по морфологии не согласуется ни с наблюдаемым полем, ни с остаточным эффектом после исключения влияния верхней части зем-

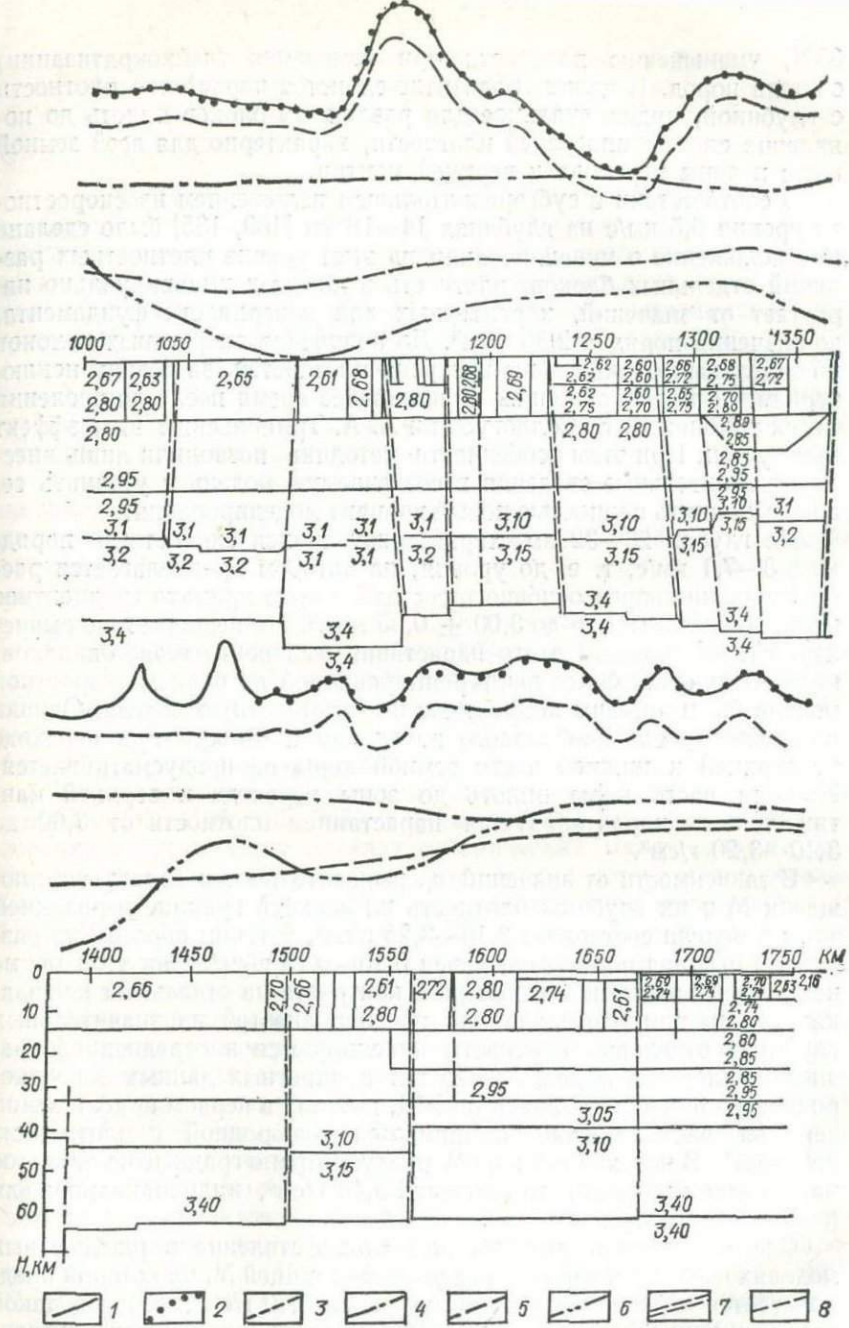


Рис. 89. Плотностной разрез по профилю ГСЗ VIII Таганрог — Могилев-Подольск. Я:

1 — наблюдаемая кривая Δg ; гравитационное влияние; 2 — суммарное, 3 — верхнего слоя земной коры; 4 — среднего, 5 — нижнего и переходной зоны М, 6 — поверхности М при $\Delta \rho = 0,40 \text{ г/см}^3$; 7 — межблоковые, 8 — внутриблоковые

ной коры. Признание столь существенного влияния раздела М потребовало бы введения в разрез дополнительных аномальных масс, не находящихся отражения в волновом поле.

Расчеты проводились в соответствии с разработанными ранее принципами методики итерационного моделирования [198, 200, 212, 216] по программам В. И. Старостенко [250, 308, 310]: а) от верхней части земной коры вычисления велись для всей совокупности трехмерных объектов с последующей корректировкой параметров отдельно рассчитываемых тел; б) в средней части земной коры уточнялись параметры пониженного градиента нарастания плотности; в) эффект нижней части земной коры корректировался в соответствии с подбираемыми параметрами поверхности M_1 ; г) влияние зоны М оценивалось с учетом изменений параметров поверхностей M_1 и M_2 и распределения плотности в этой зоне.

На рис. 89 показана суммарная кривая (2) варианта модели без зон инверсии, кривые влияния верхней (3), средней (4) и нижней частей земной коры и переходной зоны М (5). В ходе моделирования совместно рассматриваются общий эффект, влияние каждого структурного этажа и вклад отдельных тел. Это позволило процесс интерпретации и все изменения параметров модели проводить итерационно при полном контроле интерпретатора в пределах только тех допусков, которые наиболее оправданы по геологическим и геофизическим данным. Так, в верхней части земной коры в результирующей модели были уточнены контуры ряда тел и значения плотностей, однако нигде разница $\Delta\rho$ первого и конечного вариантов не превышала первых сотых частей грамма на сантиметр кубический.

Специальными расчетами для верхней части земной коры исследовался вопрос о влиянии градиентного нарастания плотности с глубиной и необходимости учета трехмерности объектов. Как видно из рис. 90, эффект от совокупности тел, в которых плотности от поверхности фундамента до 14 км сохраняются неизменными, оказался значительно большим, чем при описанном выше общем градиентном нарастании плотности и чем в наблюдаемом поле. Представление модели в двухмерном варианте также вызвало повышение амплитуды поля по сравнению с наблюдаемой кривой. Это подтвердило необходимость учета градиентности и трехмерности структур.

Результативная модель по профилю (с учетом влияния зон инверсии и дифференциации в нижней части земной коры) представлена в виде разреза расчетных тел (рис. 91) и изолиний плотности (рис. 92). Гравитационный эффект полученной модели (рис. 91) с высокой точностью совпадает с наблюдаемым полем. При этом объяснены все локальные и общие особенности поля, в том числе даже для таких сложных контрастных структур, как Голованевский и Кировоградский блоки. При этом оказалось необходимым уделить большое внимание детальному расчленению верхней части разреза.

Вопросы тектоники и блокового строения Украинского щита наиболее полно изложены в работах Я. П. Белевцева, Н. П. Семеновенко, Г. И. Каляева, И. И. Чебаненко, В. Б. Соллогуба,

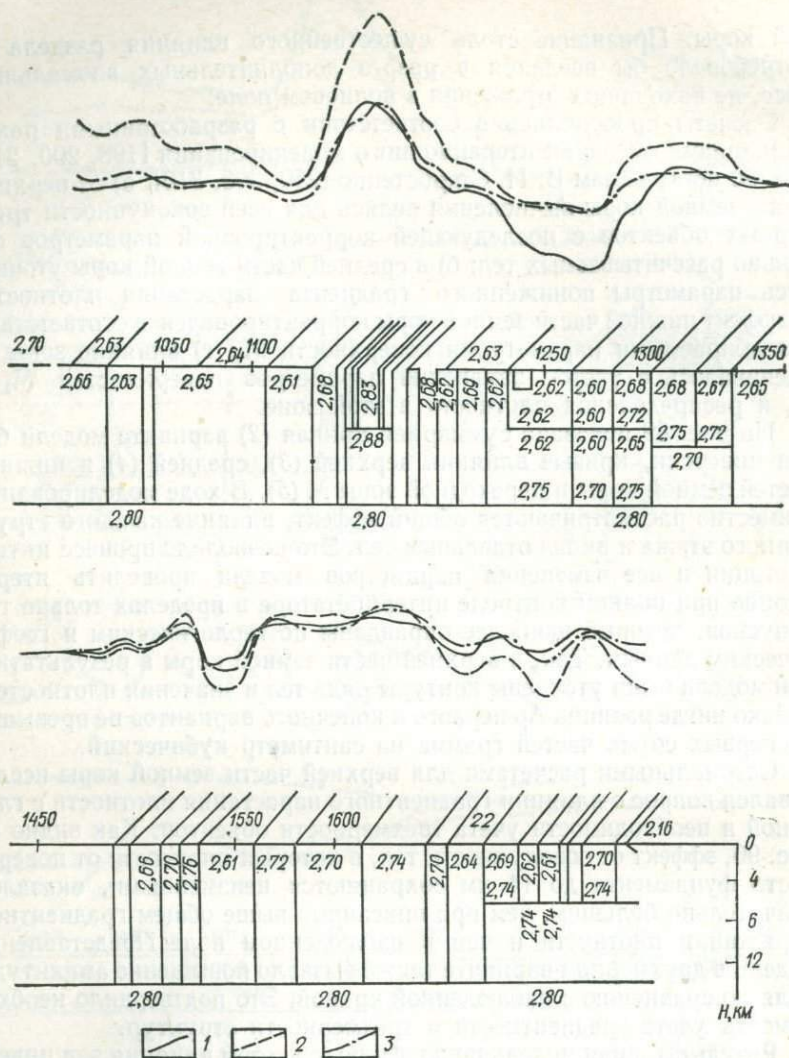


Рис. 90. Плотностной разрез верхней части земной коры по профилю ГСЗ VIII. Кривые V_z от верхней части земной коры: 1 — подобранная с учетом градиентного нарастания плотности и трехмерности структур, 2 — при постоянной плотности, 3 — без учета трехмерности структур

А. В. Чекунова, З. А. Крутиховской, К. Ф. Тяпкина, Г. Т. Собакаря, В. А. Рябенко и др. [161, 167, 168, 221, 248, 291, 298, 305, 335, 339, 375, 376 и др.]. Так, Г. И. Каляев выделяет в пределах щита шесть структур: Волынский, Подольский, Кировоградский и Приазовский протоплатформенные блоки, геосинклинальные зоны Большого Кривого Рога и Белоцерковско-Одесскую. Детально бло-

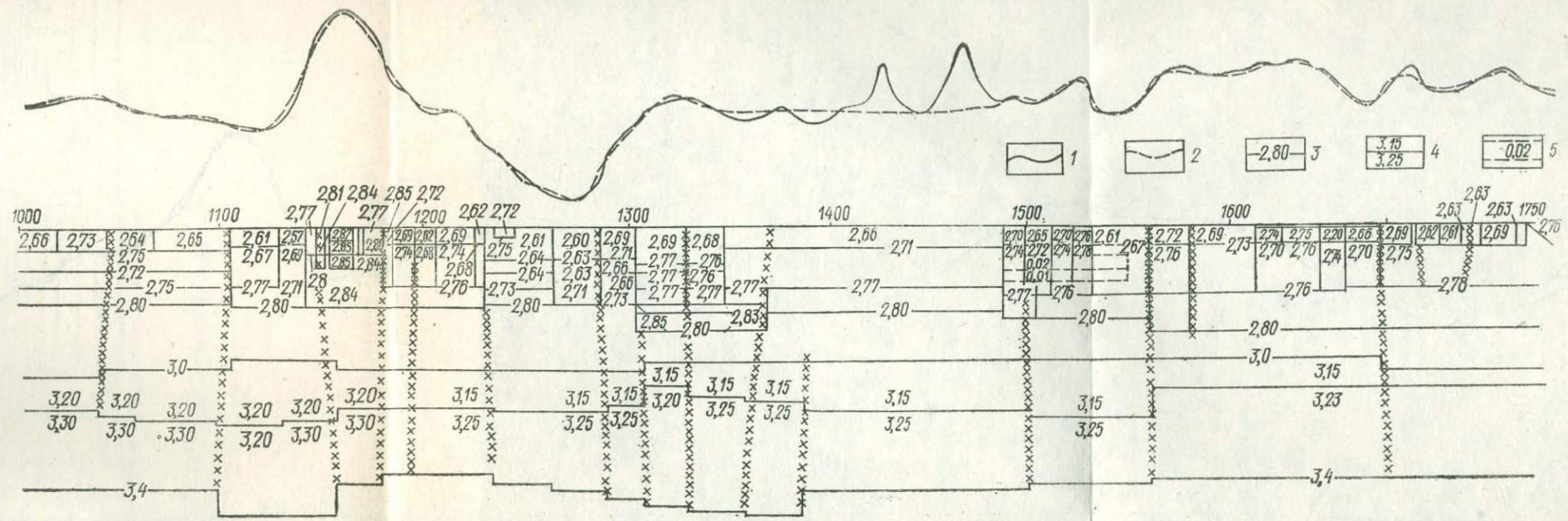


Рис. 91. Разрез плотностных гел по профилю ГСЗ Таганрог — Могилев-Подольский.
 Кривые: 1 — наблюдаемая Δg , 2 — подобранная V_2 , 3 — плотностные разделы без скачка ρ ; 4 — границы со скачком плотности; 5 — области местного разуплотнения

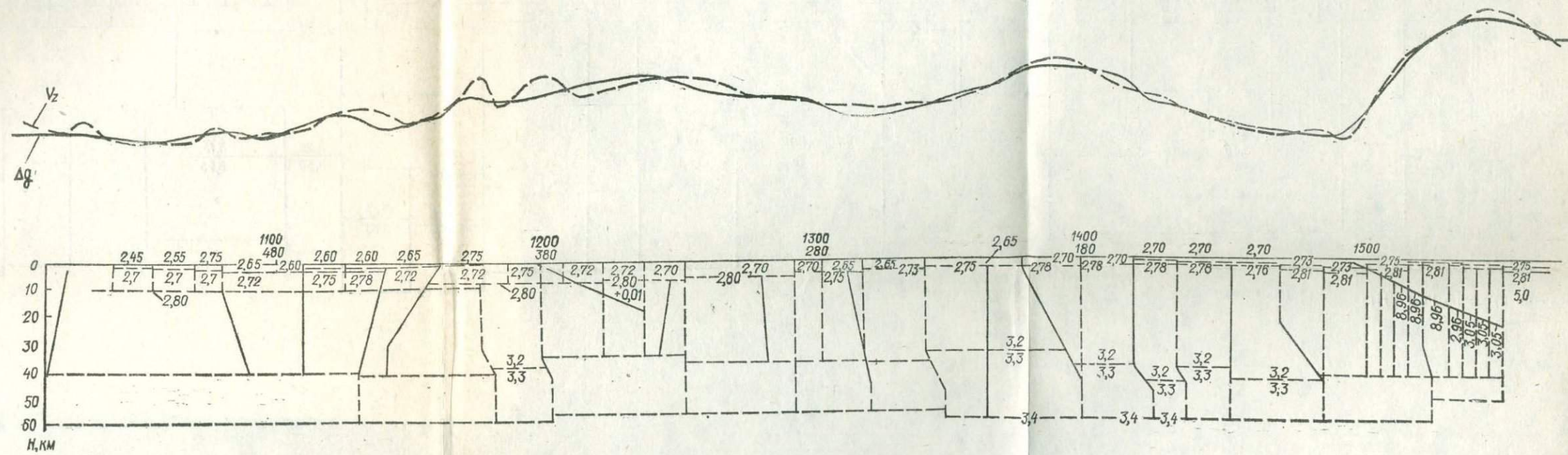


Рис. 102. Плотностной разрез (σ , g/cm^3) по профилю ГСЗ Ковали — Удипи

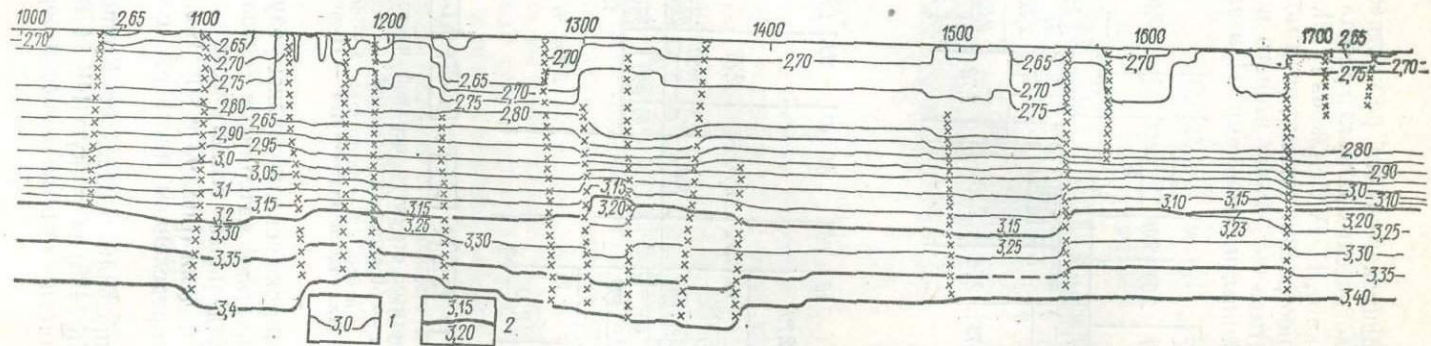


Рис. 92. Изоплотностной разрез по профилю ГСЗ VIII Таганрог — Могилев-Подольский:
 1 — изолинии плотности; 2 — границы с перепадом плотностей

ковое строение Украинского щита рассмотрено по совокупности геофизических и геологических данных в работах А. О. Шмидта и др. [108], С. С. Красовского, Г. Г. Конькова [212], которые были положены в основу при построении плотностной модели.

В модели рассчитывались блоки второго порядка, разделяемые межблоковыми глубинными разломами. При выборе первого при-

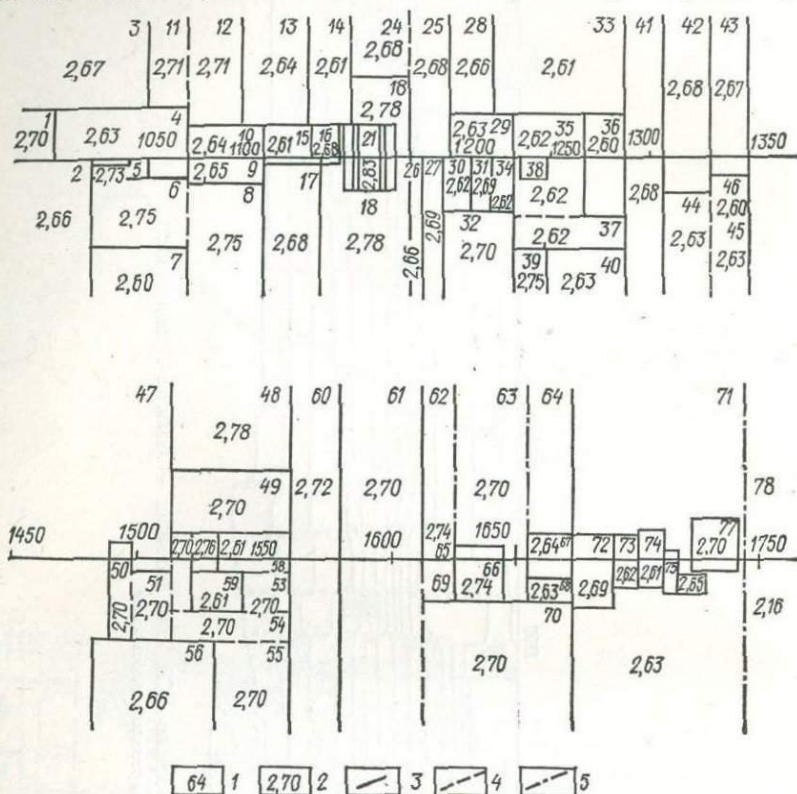


Рис. 93. План расчетных структур верхней части земной коры по профилю ГСЗ Таганрог — Могилев-Подольский.

Расчетные тела: 1 — номер; 2 — плотность; 3 — контакты; 4 — расчетные границы в пределах тела одной плотности; 5 — граница распространения осадочных отложений

ближения модели широко использовались результаты интерпретации различных геофизических материалов (глава III, §3). В пределах каждого блока отдельные геологические структуры показаны в плане и разрезе модели (рис. 93 и 90). Большинство этих тел характеризуется распределением плотности с глубиной, описанным выше.

Исследуемый профиль пересекает Криворожскую (ПК 1375), Верховцевскую (ПК 1425) и Сурскую (ПК 1470) аномалии, связанные с различными по плотности и магнитности породами. Сложное стро-

ение этих структур детально изучалось различными исследователями (З. А. Крутиховская, К. Ф. Тяпкин, Г. Я. Голиздра, В. Б. Наугольников, В. А. Ахметшин и др.), и при наших региональных исследованиях мы не считали необходимым повторять тщательно выполненные в более крупном масштабе построения. Поэтому для всего Приднепровского блока плотность была принята равной $2,66 \text{ г/см}^3$, которая характерна для мигматитов. Две части VIII профиля ГСЗ в районе р. Днепр развернуты, что обусловило необходимость согласования трехмерных плотностных моделей, располагающихся под углом друг к другу.

Начиная с ПК—1743 наблюдается погружение кристаллических пород под осадочные отложения. Гравитирующее влияние этого погружения было рассчитано для восточного окончания профиля (рис. 94, а) и учтено в суммарной модели. Возник также вопрос о

возможном проявлении на профиле в гравитационном поле мощных осадочных отложений Причерноморской впадины. Но хотя в области развития этих отложений их гравитационное влияние весьма велико, как показали наши расчеты, при удалении профиля от края Приазовского массива на 50 км это влияние исчезающе мало.

В пределах Западно-Приазовского блока расположена Конкско-Ялынская впадина, заполненная осадочными отложениями мелового возраста со средней плотностью $2,20 \text{ г/см}^3$. Мощность этих отложений увеличивается к востоку, где несколько превышает 300 м. При моделировании (рис. 94, б) впадина была аппроксимирована тремя телами с мощностью осадков соответственно 100, 200 и 300 м. Суммарный гравитационный эффект пород впадины достиг 7,0 мгл и учтен в результативной модели.

Использование детальных геологических и петрофизических материалов позволило с помощью лишь незначительных изменений параметров отдельных тел первого приближения получить модель верхнего структурного этажа, расчетное поле от которого хорошо согласуется с наблюдаемым полем, особенно по морфологии (рис. 90, 91).

В средней части земной коры в пределах Приазовья и Орехово-Павлоградской полосы по наличию в разрезе большого количества отражающих площадок по сравнению со смежными блоками нами в плотностной модели предусмотрено некоторое снижение градиента нарастания плотности с глубиной в интервале 14—24 км (рис. 89, 91, 92).

К настоящему времени для этого профиля известны и другие плотностные модели. Для западной части профиля по Побужью Г. Я. Голиздрой [117] представлен один из изоплотностных разре-

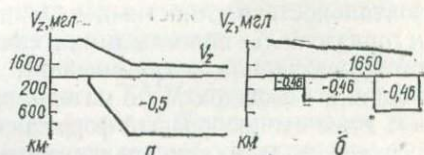


Рис. 94. Гравитационное влияние осадочных отложений:

а — восточный склон Приазовского массива; б — Конкско-Ялынская впадина

зов, серия которых рассчитывалась при разных скачках плотности на разделе М без учета скоростных колонок по профилю, без детального моделирования блоков верхнего структурного этажа и с приближенным удовлетворением наблюденному полю (рис. 70). Полученный разрез хотя и менее изучен, но в основных чертах качественно близок к тому, что получен нами (рис. 91). Так, в Голованевском блоке наблюдаются подъем изолиний плотности и опускание их под блоком гранитоидов, хотя выбранная для них плотность $2,70 \text{ г/см}^3$ представляется завышенной. Обращают на себя внимание субгоризонтальность плотностных изолиний в нижней части земной коры и гораздо более пологая линия скачка плотности с $3,20$ на $3,30 \text{ г/см}^3$, отождествляемая с границей М, чем непосредственное положение верхних площадок М по материалам ГСЗ. Этот пример показывает, что даже единообразный формализованный подход к расчету плотностной модели при градиентном нарастании плотности в земной коре и уменьшении плотностного скачка на разделе М позволяет получать удовлетворительное совпадение основных черт плотностной и сейсмической моделей.

Для части VIII профиля ГСЗ интерпретация сделана В. А. Ржаницыным [286]. Здесь вначале весь разрез подбирался с помощью трех границ при постоянных перепадах плотности: $0,10 \text{ г/см}^3$ на подошве сейсмического волновода, $0,15 \text{ г/см}^3$, выбранной весьма условно, в средней части земной коры и $0,25 \text{ г/см}^3$ на границе М. Скоростные колонки и зависимость плотности от скорости при такой методике не учитываются. Границы аппроксимировались набором горизонтальных площадок и вертикальных ступеней, а затем при закреплении наиболее четко установленных из них осуществлялся автоматизированный перебор других ступеней до наилучшего совпадения наблюденного и расчетного полей.

С нашей точки зрения, этот сугубо формальный подход помимо отсутствия увязки со значениями скоростей по разрезу и введения условных плотностных границ имеет еще один существенный недостаток. Ведь даже четко установленная наклонная граница по применяемой методике может быть аппроксимирована только серией вертикальных уступов, и вертикальные ступени здесь никакого отношения к разломам не имеют, а являются формализованным отображением среды. Поэтому отождествление вертикальных ступеней результативной модели с отрезками разломов весьма условно, а критерии объединения этих отдельных ступеней в сплошные разломы непонятны. И еще одно замечание. В подобранном таким образом разрезе вполне возможна замена гравитационного эффекта протяженных приповерхностных объектов влиянием глубинных границ, поэтому нельзя считать, что подобранное поле отражает только влияние глубинных объектов (глава II, § 2). Для изучения приповерхностных объектов предусматривается использование поля, полученного после вычитания из наблюденного влияния глубинной части разреза. Но так как последнее при формальной интерпретации включает и влияние протяженных приповерхностных

структур, количественная интерпретация остаточного поля, очевидно, не правомочна.

Таким образом, если исходить из градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной в соответствии со скоростными колонками и сведениями $\rho = f(v)$ для Украины, тщательно учитывать строение верхнего структурного этажа, принимать переход к верхней мантии в виде зоны, а не резкой границы, и отказаться от резкого перепада плотностей в средней части земной коры (раздел К), то только в таком случае возможна увязка поля Δg с совокупностью сейсмических и других геолого-геофизических материалов.

Следует также указать, что плотностная модель по профилю VIII хорошо увязывается с таковой по профилю XVI и предварительными результатами моделирования по профилю I. Гравитационное моделирование по VIII профилю оказалось весьма эффективным при изучении верхней части коры УЩ, т. е. того структурного этажа, который плохо расчленяется по материалам ГСЗ. В пределах УЩ выявлено, что наибольшие мощности переходной зоны от земной коры к верхней мантии наблюдаются под древними геосинклинальными структурами — Криворожской и Одесско-Брусиловской.

Отметим, что различие в эффекте зоны перехода к верхней мантии в разных частях профиля не превышает 25 мгл.

В соответствии с данными ГСЗ впервые выполнено гравитационное моделирование в отдельных блоках зон инверсии плотности. Для блоков этого же профиля ГСЗ независимо была создана термическая модель земной коры [230]. Сравнение гравитационной и термической моделей [213] показало, что как для плотности, так для тепловыделения необходимо принять градиентно-слоистое изменение параметров с глубиной, причем наблюдается их четкая обратная корреляция. Наибольшая дифференциация обоих параметров наблюдается в приповерхностных блоках, а с глубиной дифференциация стирается. Характерно, что в обеих моделях оказалось необходимым отказаться от резкой смены свойств внутри коры (раздела К) и уменьшения контраста параметров при переходе от коры к мантии. Следовательно, обе модели оказались весьма близкими или даже идентичными в отношении представлений о составе и характере распределения пород в земной коре и зоне перехода к верхней мантии и в то же время хорошо совпадают или, во всяком случае, не противоречат современной интерпретации материалов ГСЗ [109, 305, 334, 376].

§ 3. Опыт детального площадного моделирования в гравитационном поле структур склона Украинского щита

На склонах УЩ локальные изменения гравитационного поля вызваны влиянием неоднородностей осадочного чехла и верхней части консолидированного фундамента, что обуславливает

целесообразность применения детального площадного моделирования.

Для разработки методики нами был выбран один из достаточно хорошо изученных участков юго-западного склона УЩ, где блоки кристаллических пород различного состава перекрыты чехлом разновозрастных осадочных отложений разной мощности. На участке выделяется три структурных этажа. Нижний архейско-протерозой-

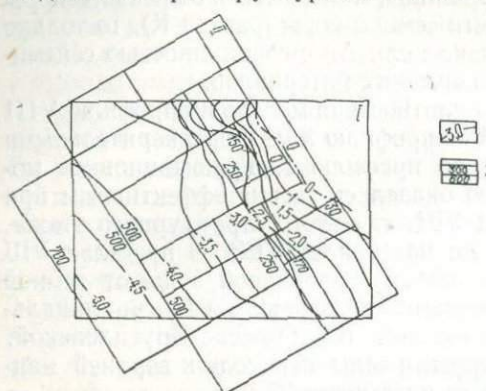


Рис. 95. Расчет гравитационного влияния V_2 блоков осадочных пород на склоне Украинского щита.

Контуры участков моделирования: 1 — кристаллического фундамента; 11 — осадочного чехла. 1 — изоаномалы (мгл) осадочного чехла; 2 — блоки осадочных пород и глубины их нижних кромок

вестняками; мощность этих отложений от 10—20 м на щите до 150—180 м на склоне щита. Центральную часть участка занимает Днестровская зона разломов, разделяющая Украинский щит и Молдавскую плиту. Эта зона представляет собой ступенеобразную сбросовую структуру, четко выраженную в рельефе эрозионной кровли фундамента резким снижением его абсолютных отметок в юго-западном направлении и секущую структурный план УЩ.

Поле силы тяжести исследуемого участка характеризуется двумя изометричной формы гравитационными максимумами и двумя гравитационными минимумами, являющимися составной частью протяженного регионального понижения значений силы тяжести вдоль Днестровской зоны разломов. Основной геологической задачей, поставленной здесь перед моделированием, было изучение структур верхней части консолидированного фундамента. Поскольку в пределах участка нет сейсмических наблюдений и отсутствует геологическая и другая геофизическая информация о неоднородностях нижней части земной коры, эти неоднородности в модели не рассматриваются. Возможные глубинные неоднородности для такого незначительного по площади участка не могут создавать существенных искажений особенностей аномального поля.

Структуры осадочного чехла, имея суммарную мощность от пер-

ский этаж представлен чарнокитами, розовыми аплитовидными гранитами, серыми гранитами и мигматитами, порфиризовидными розовыми гранитами. Среди них широко развиты пироксеновые и амфиболовые гнейсы и другие породы основного и ультраосновного составов. Средний этаж сложен осадочными образованиями верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, силлура и нижнего девона — аргиллитами, алевролитами, песчаниками и гравелитами. Верхний мезо-кайнозойский этаж представлен глинами, песчаниками и известняками;

вых метров до 930 м, вносят определенный вклад в поле силы тяжести. Поэтому на первом этапе моделирования был рассчитан эффект от площадной модели блоков осадочных пород, ступенеобразно налегающих на разноразмерные блоки фундамента (рис. 95). При расчетах были использованы осредненные плотности: для верхнего структурного этажа — $2,28 \text{ г/см}^3$, для среднего структурного этажа — $2,53 \text{ г/см}^3$, для кристаллических пород фундамента — $2,65 \text{ г/см}^3$, соответствующая плотности наиболее распространенных пород гранитоидного ряда. В пределах Днестровской зоны разломов непосредственно на консолидированном фундаменте в виде полосы мощностью 25—30 м располагаются диабазы с плотностью $2,70 \text{ г/см}^3$. Вычисленный гравитационный эффект от этих пород не превышал десятых долей миллигала и при моделировании нами не учитывался.

На этом участке различие простираний структур осадочного чехла и консолидированного фундамента обусловило следующие технологические особенности моделирования. В связи с этим площадь, по которой моделировался гравитационный эффект осадочной толщи, была развернута на 60° относительно участка, на котором моделировались структуры кристаллического фундамента (рис. 95). Для северо-восточной части участка эффект не рассчитывался в связи с отсутствием осадочного чехла; в юго-западной части участка из-за недостаточного количества скважин глубины до фундамента взяты осредненными. Построенная в результате расчетов карта $V_{z_{oc}}$ хорошо отражает влияние отдельных структур северо-западного простирания. Максимальный эффект влияния осадочной толщи достигает 5 мгл.

Следует отметить, что вся полоса пониженных на 10—15 мгл значений Δg от г. Могилев-Подольского до пос. Красные Окны рядом исследователей (А. В. Чернышев и др.) интерпретировалась как эффект, обусловленный ветвью Причерноморской впадины. Из приведенных расчетов видно, что объяснить эту аномалию только влиянием толщи осадков невозможно.

Для дальнейшего моделирования в пределах основного участка исследований из наблюдаемого поля был исключен эффект от структур осадочного чехла и получена карта влияния структур консолидированного фундамента $\delta g = \Delta g - V_{z_{oc}}$ (рис. 96).

Площадная модель структур консолидированного фундамента в генерализованном виде учитывала контуры распространения пород различной плотности и сведения об изменении глубин залегания верхней кромки каждого блока. Использовались материалы

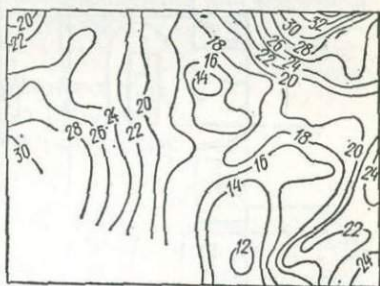


Рис. 96. Карта остаточных аномалий δg (без влияния осадочного чехла)

П. Д. Бокатчука, В. А. Великанова, Г. Г. Виноградова, Б. С. Германова, Г. Х. Димитрова, В. Н. Димо, В. С. Зайка-Новацкого, Ю. А. Муравейника, С. В. Нечаева, К. Д. Столяренко и др., производились расчеты параметров отдельных тел. Вычисления поля $V_{z\phi}$ всего участка производились итерационно. Вначале уточнялись контуры отдельных тел кристаллического фундамента для достиже-

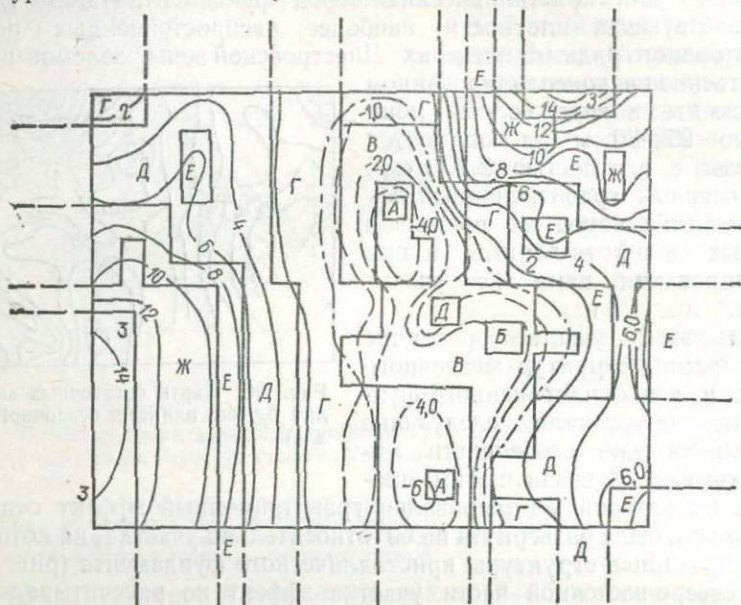


Рис. 97. Карта вычисленных остаточных аномалий $V_{z\phi}$ (мгл).
Площади развития пород с плотностью ($\text{г}/\text{см}^3$): А — 2,59; Б — 2,61; Г — 2,65;
Д — 2,68; Е — 2,72; Ж — 2,75; З — 2,78.

ния наилучшего совпадения морфологии карт δg и $V_{z\phi}$. Затем путем итерационного изменения глубины нижней кромки тел верхней части фундамента добивались совпадения амплитудного эффекта в пределах всего участка. Для указанных условий это происходит при $H = 3,8$ км (рис. 97).

Анализ карт $V_{z\phi}$ (рис. 97) и δg (рис. 96) показывает, что все основные структуры различных по плотности кристаллических пород докембрийского фундамента с помощью итерационного моделирования хорошо отражаются в гравитационном поле. Так, подтверждается представление о зонально расположенных и сменяющих друг друга свитах в чарнокитовых массивах при увеличении плотности с $2,68 \text{ г}/\text{см}^3$ от краев массивов до $2,78 \text{ г}/\text{см}^3$ к центру. Зона пониженных значений поля северо-западного направления нашла четкое отражение в модели кристаллического фундамента и связана с областью развития гранитоидов, а локальные минимумы обусловлены гранитами с плотностью $2,59 \text{ г}/\text{см}^3$. В результате этого хорошее геологическое объяснение получили Ямпольский и Сорокский минимумы

силы тяжести. Образование этих гранитоидов следует, очевидно, связывать с Днестровской зоной разломов, секущей более древние структуры кристаллического фундамента УЩ. Возможно, что здесь поле силы тяжести отражает древнюю троговую структуру [103].

Таким образом, детальное площадное моделирование в гравитационном поле структур верхней части земной коры показало высокую эффективность этой методики для такого сложного района, как склон Украинского щита, и может быть рекомендована для изучения поверхностных структур в различных регионах.

§ 4. Результаты гравитационного моделирования глубинных структур в пределах Украины, смежных территорий и других регионов

Аналогично изложенному выше было проведено гравитационное моделирование по ряду пересекающихся профилей ГСЗ на Украине и по смежным регионам. Характерной особенностью этих исследований является то, что хотя моделирование проводилось непосредственно по профилям, все расчеты велись для трехмерных как приповерхностных, так и глубинных структур, взаимно увязанных в окрестностях пересечений профилей на площадях не менее 10 000—20 000 км².

Так, профиль VIIa, идущий от Голованевска через Раву-Рускую в ПНР [24, 329, 332], пересекает профили VIII и XXIV. Выбор модели первого приближения и последующие итерации проводились аналогично изложенному в § 2 и с учетом полученных ранее результатов. Следует отметить, что скоростной характеристики глубинных частей земной коры на профиле VIIa нет, и плотностная параметризация разреза проводилась в соответствии с общими закономерностями, выявленными по профилю VIII. Разрез, приведенный на рис. 98, показывает, что строение верхней части консолидированной коры в районе Голованевского максимума, как и по профилю VIII, сложное, а на остальной части профиля присутствует слой с инверсной плотности. Особенностью профиля VIIa является погружение консолидированного фундамента в северо-западной части его, где по данным сейсморазведки, бурения и определения плотностей осадочных пород проведено очень детальное моделирование осадочных образований и уточнено положение различных комплексов пород (рис. 99). Наблюдаются незначительный подъем зоны перехода от коры к верхней мантии в северо-западной части УЩ и увеличение мощности этой зоны под древней Одесско-Брусиловской геосинклинальной зоной (рис. 98).

От изгиба профиля VIII в районе Днепропетровска в субширотном направлении отработан профиль ГСЗ Днепропетровск — Красноармейск, идущий через Волчанский выступ, где он пересекается с I профилем ГСЗ Шевченко — Близнецы, к южному склону

Донбасса. Скоростная характеристика разреза здесь также недостаточна. Моделирование проводилось аналогично изложенному выше (рис. 100). Особенностью разреза по этому профилю является наличие блока высокоплотных пород Волчанского выступа почти с постоянной плотностью, распространяющихся до глубины 27 км. В то же время западнее, в пределах Криворожской геосинклинальной зоны, наблюдаются уменьшение глубины плотностных уровней в средней части коры и погружение подошвы зоны перехода к верх-

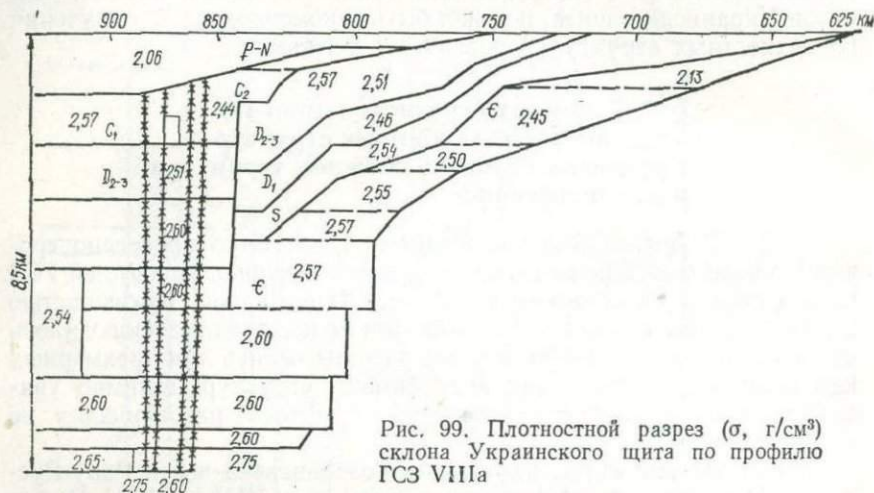


Рис. 99. Плотностной разрез (σ , г/см³) склона Украинского щита по профилю ГСЗ VIIIa

ней мантии. В блоке под центральной частью Волчанского выступа плотность пород нижней части коры и зоны перехода к верхней мантии повышена.

XXIV профиль ГСЗ Николаев — Канев также проходит через УЩ и пересекает профили VIII и VIIIa. При детальном моделировании верхней части земной коры здесь выделяются Корсунь-Новомиргородский плутон, массивы новоукраинских и кировоградских гранитов, Братская антиклиналь, Ингулецкая зона и др. Поверхностные структуры повсеместно подстилаются слоем пониженной плотности, наибольшая мощность которого, а также наибольшие глубины кровли и подошвы расположены под Корсунь-Новомиргородским плутоном (рис. 101). Наименее дифференцированной оказалась средняя часть коры, а в нижней части коры под тем же плутоном наблюдается погружение плотностных уровней. При гравитационном моделировании здесь учтены материалы не только ГСЗ, но и детального геологического изучения поверхности кристаллического фундамента.

Институтом геофизики им. С. И. Субботина АН УССР и Национальным геофизическим исследовательским институтом в г. Хайдабаде в течение ряда лет проводилось ГСЗ по профилю Ковали — Удипи [105] длиной 600 км, пересекающему весь Индостан от Ара-

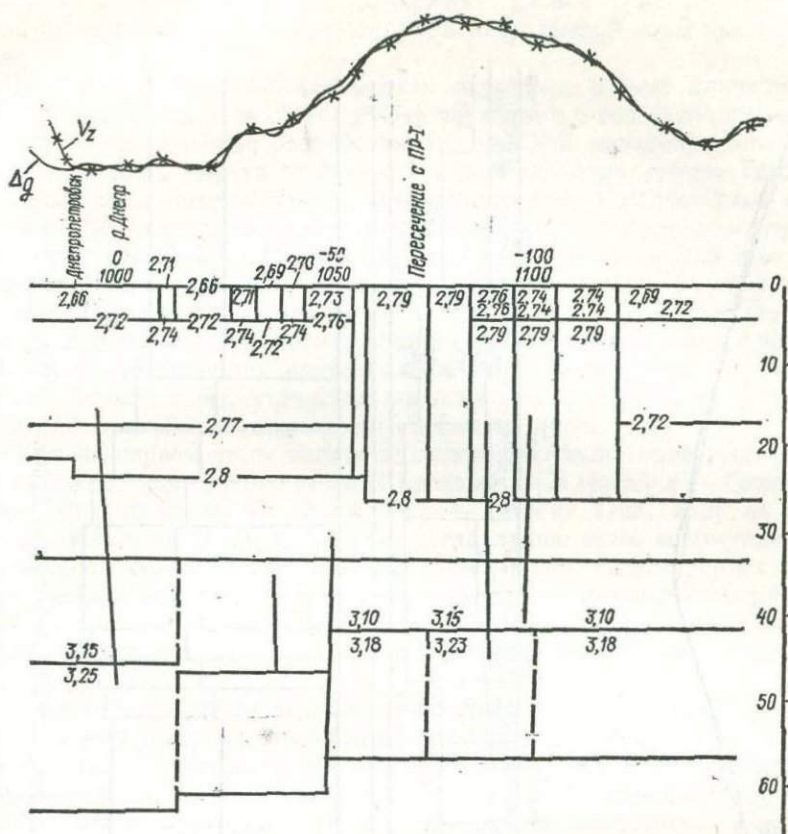


Рис. 100. Плотностной разрез (σ , г/см³) по профилю ГСЗ Днепропетровск—Красноармейск

вийского моря до Бенгальского залива. Сейсмическая характеристика разреза здесь весьма сходна с той, что получена на УЩ, но отсутствует слой пониженных скоростей. Система наблюдений не позволила получить значения скоростей по всему разрезу. Наиболее достоверными элементами разреза оказались площадки, относимые к разделу М. По ряду прямых и косвенных признаков на этом профиле выделены зоны глубинных разломов, большинство из которых не вертикальны. Методика, технология моделирования и параметризация разреза были аналогичны разработанным для УЩ. Отличительной особенностью при этом было моделирование ряда наклонных глубинных разломов, которые нашли подтверждение в плотностной модели. Особо отметим разлом в краевой части Куддапахского бассейна в восточной части профиля (рис. 102). Здесь наблюдаемое гравитационное поле нельзя удовлетворительно объяснить без введения в разрез наклонной плотностной границы, на которой происходит

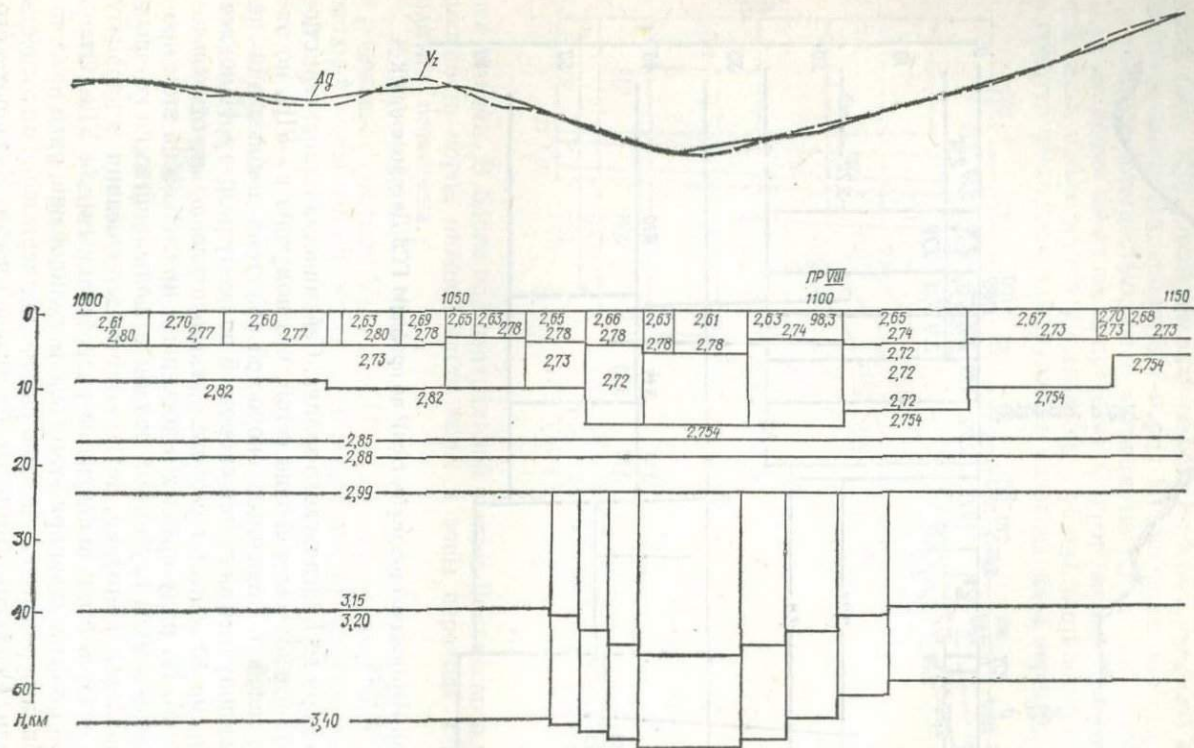


Рис. 101. Плотностной разрез ($\sigma, g/cm^3$) по профилю ГСЗ Николаев — Канев. Условные обозначения см. на рис. 91

смена градиента плотности. Повышение уровня гравитационного поля на концах профиля вызвано утонением земной коры при переходе к океану.

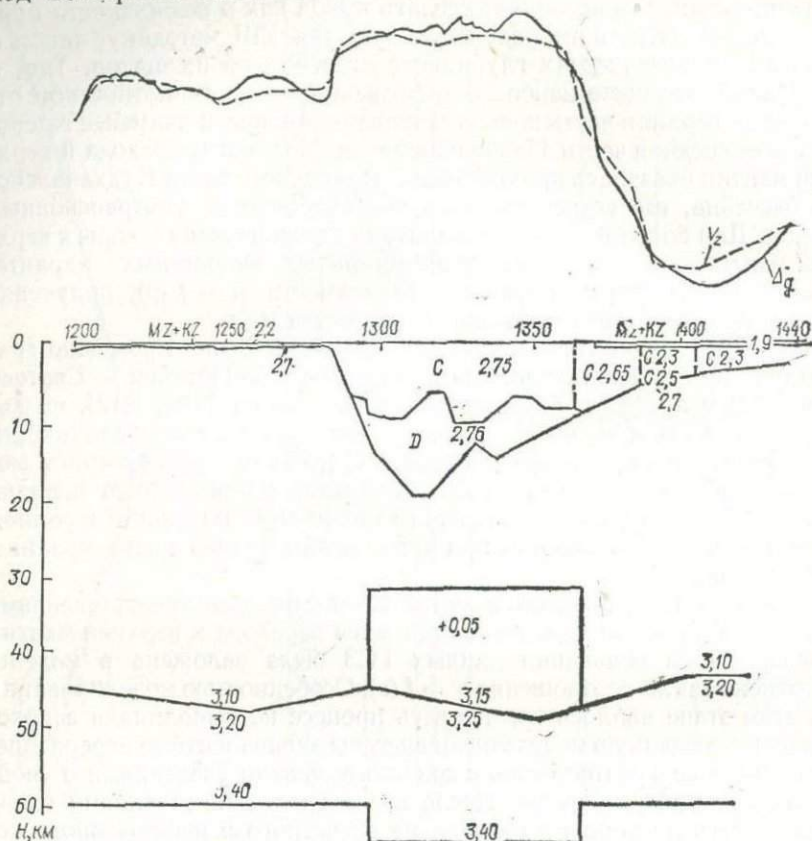
В целом гравитационная модель оказалась весьма близкой к сейсмической, что позволяет сделать вывод как о возможности применять в этом регионе разработанную для УЩ методику, так и о многих сходных чертах глубинного строения обоих щитов. Так, и на Индийском щите наиболее дифференцирована в плотностном отношении верхняя часть консолидированной коры, а наименее гетерогенна ее средняя часть. Наибольшая мощность зоны перехода к верхней мантии оказалась приуроченной к западной части Куддапахского бассейна, где встречены интрузии основных и ультраосновных пород. Для более детального сравнения строения земной коры и верхней мантии необходимо изучение детальных скоростных характеристик блоков коры, уточнение зависимости $\rho = f(v)$, получение сведений о свойствах подкорового вещества и др.

Еще на первом этапе наших исследований было проведено гравитационное моделирование по X профилю ГСЗ Ногайск — Сватово (рис. 54) и профилю XI Новоазовск — Титовка [198, 212], на которых, в частности, было выяснено, что лучше всего совокупности имеющейся геолого-геофизической информации удовлетворяет модель земной коры с перепадом плотностей на разделе М порядка $0,20 \text{ г/см}^3$ и при учете градиентного нарастания плотности в земной коре с глубиной. Раздел М при этом моделировался в виде границы первого рода.

К настоящему времени, в соответствии с нашими представлениями о целесообразности моделирования зоны перехода к верхней мантии последняя на основании данных ГСЗ была заложена в модель. Уточнено также соотношение $\rho = f(v)$. Особенностью моделирования на этом этапе явилось то, что весь процесс не выполнялся заново, а в ранее созданную модель были внесены эквивалентные перераспределения масс в соответствии с дополнительными сведениями о свойствах и структуре среды. После незначительных уточнений снова было получено хорошее совпадение расчетного и наблюдаемого полей при учете современной априорной информации (рис. 103). Отличие полученной модели от первоначального варианта заключается в том, что была увеличена плотность отложений девона (без изменения структуры), выделена градиентная зона перехода от земной коры к верхней мантии с большей мощностью под центральной частью Донбасса и определено, что указанный блок в низах коры и верхней части перехода к мантии характеризуется увеличением плотности пород до $0,05 \text{ г/см}^3$. Аналогичны данные и по X профилю ГСЗ.

Для профиля ГСЗ III, пересекающего Карпаты, построен различными авторами [50, 60—62, 188, 377, 378, 404] ряд плотностных моделей (рис. 72, 75, 84). Однако для сейсмического разреза, на который опирались эти исследователи, не были рассчитаны скоростные колонки по различным блокам. В последнее время такие расчеты провел В. С. Гейко. Им почти во всех блоках выделена достаточно

мощная переходная зона от коры к верхней мантии, где σ изменяется от 7,20—7,60 до 8,20 км/с. Такая зона не выделена только в блоке под склоном УЩ, где отмечено два волновода в земной коре, а также под Венгерской низменностью.



103. Плотностная модель (σ , г/см³) по профилю ГСЗ Новоазовск — Титовка (+0,05 — избыточная плотность, г/см³)

Нами указанный скоростной разрез в соответствии с принятой для УЩ параметризацией был переведен в плотностной. При этом везде, где показано на скоростном разрезе, моделировалась градиентная зона перехода от земной коры к верхней мантии с нарастанием плотности от 3,25 до 3,40 г/см³ и скачком плотности по кровле зоны в 0,10 г/см³. В блоках, где зона выделена не была, предусматривался скачок плотности от 3,20 до 3,40 г/см³ (рис. 104). Гравитационное моделирование показало, что почти по всему профилю наблюдаемое и вычисленное поля совпали с точностью до первых миллигал. Последующими итерациями путем уточнения значений плотности для осадочных образований и кристаллических пород верхней части земной

коры, а также корректировки в пределах общей зависимости ρ от σ было достигнуто совпадение полей с точностью до десяти миллигалл во всех блоках, кроме Венгерской низменности. Там наряду с уточнением в соответствии с данными М. Бокалетти [404] плотности осадочных образований для согласования полей оказалось необходимым также ввести зону перехода от коры к верхней мантии с перепадом плотности на кровле зоны, расположенной на глубине 30 км, от 3,15 до 3,20 г/см³ и нарастанием в пределах зоны до значений 3,40 г/см³

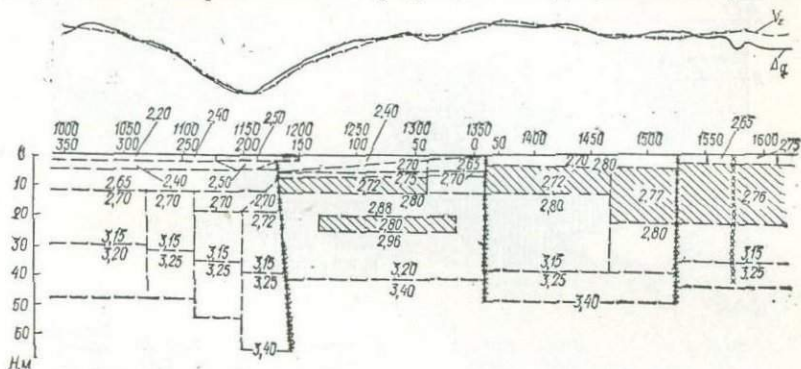


Рис. 104. Плотностная модель (σ , г/см³) по профилю ГСЗ через Карпаты

на 48 км. Для этого региона под разделом М отмечается сложная скоростная колонка [279]. Очевидно, за счет эквивалентного перераспределения плотностей возможны варианты плотностной модели как этой зоны, так и всего блока в целом. Но именно введением в разрез переходной зоны от коры к мантии, аналогичной таковой и в других изученных нами регионах, удалось построить плотностную модель, хорошо согласующуюся с имеющейся сейсмической и другой информацией.

Более детальный подбор отдельных приповерхностных объектов мы не производили, так как это хорошо сделано К. А. Болюбах [50, 378].

Особенностью полученной модели являются наличие зон инверсии плотности в пределах УЩ и его западного склона, увеличение мощности зоны перехода от земной коры к верхней мантии под Карпатами при опускании подошвы зоны до 66 км, постепенный подъем кровли этой зоны и сокращение ее мощности к Венгерской низменности.

При методическом руководстве автора по разработанной методике и технологии В. М. Новоселицким, М. Г. Губайдуллиным, Л. И. Койфманом и К. А. Кореневич [154, 200] рассчитаны плотностные модели глубинного строения по пересекающимся профилям на территории Прикамья, являющейся перспективной для поиска и разведки нефтяных и газовых месторождений. К настоящему времени назрела острая необходимость изучения додевонских толщ осадочного чехла, с которыми связываются дальнейшие перспективы нефтегазности. Исходные гравитационные модели создавались с привле-

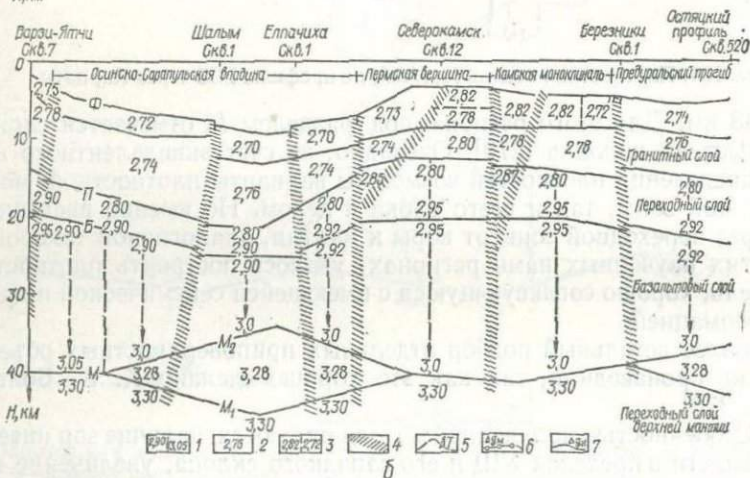
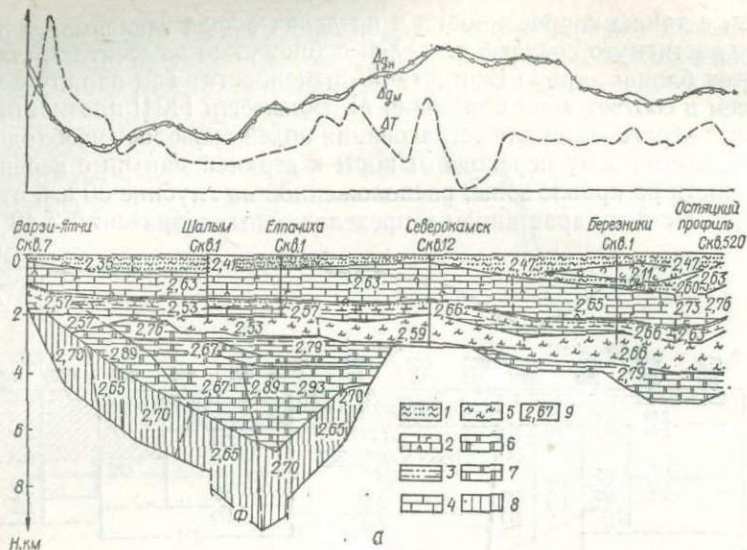


Рис. 105. Плотностная модель осадочного чехла (а) и консолидированной части земной коры (б), соответствующая аномальному гравитационному полю [122]:

1 — верхний терригенный комплекс; верхний карбонатный комплекс, 2 — карбонатная толща, 3 — терригенная толща, 4 — нижняя карбонатная толща; рифейско-вендские отложения; б — средний терригенный комплекс (терригенный девон и венд), 6 — нижний карбонатный комплекс (калтанская свита рифей), 7 — терригенно-карбонатные отложения внутри калтанской свиты, 8 — нижний терригенный комплекс; 9 — оптимальные значения средних плотностей, полученных в результате подбора

чением всей имеющейся априорной геолого-геофизической информации. В частности, использовались результаты сейсморазведки МОВ и ОГТ, сейсмозондирования, частично КМПВ, аэромагнитной съемки. Контактные плотностные границы в верхней части осадоч-

денным. Однако равенство полей достигается лишь после введения «разуплотненных» зон в однородную толщу калтасинских доломитов. Морфология и амплитуда разностного поля не позволяют объяснить его глубинными факторами. Здесь же (рис. 105) было уточнено положение границ в земной коре и раздела М. Если по имеющейся ранее структурной схеме к юго-восточному окончанию профиля все эти границы воздымались, то после первой же итерции стало ясно,

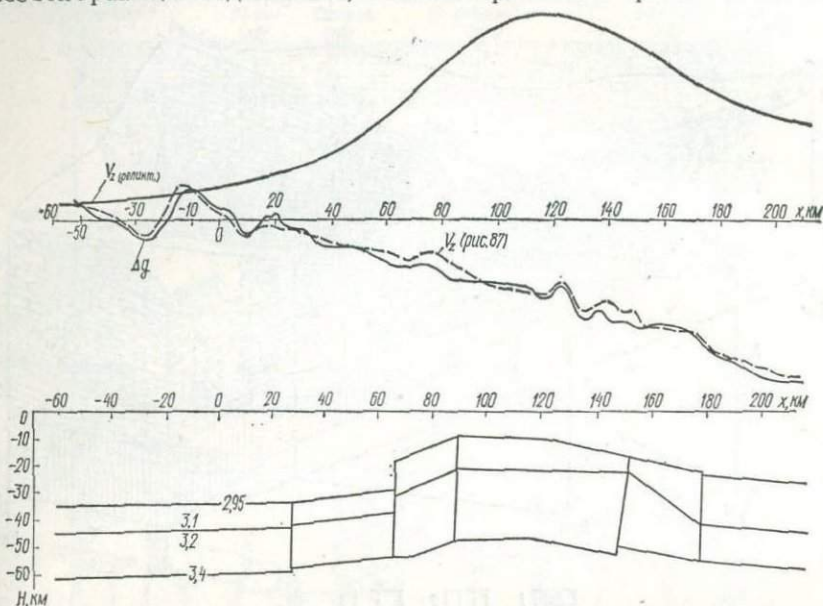


Рис. 107. Плотностная модель (σ , г/см³) по профилю Синельниково — Чугуев при подъеме границы консолидированного фундамента на дневную поверхность; Δg — наблюдаемое поле; V_z (рис. 87) — подобранное поле от модели рис. 87; V_z (реликт) — вычисленное от модели, приведенной на настоящем рисунке

что они залегают почти горизонтально, а «гранитный» слой погружается в этом направлении.

На блок-диаграмме (рис. 106) изображено объемное распределение «разуплотненных» зон по всем трем региональным профилям для территории Удмуртии. Для наглядности показаны вертикальные разрезы только нижней части осадочного чехла, ограничивающиеся сверху поверхностью, совпадающей с кровлей калтасинских доломитов, а снизу — фундаментом. Блок-диаграмма свидетельствует о наличии существенной дифференцированности додевонских отложений по площади, что представляет поисковый интерес. Сделан вывод о том, что на первом этапе изучения додевонских отложений с целью выбора геолого-тектонических зон для постановки поисковых сейсморазведочных исследований с большой эффективностью может применяться гравитационное моделирование.

Остановимся еще на некоторых результатах выполненного нами моделирования. После получения гравитационной модели глубинных

структур по профилю Синельниково — Чугуев (рис. 87) была рассчитана модель в предположении отсутствия осадочных отложений в ДДВ и соответствующего подъема глубинных разделов на величину мощности осадочного чехла. На рис. 107 видно, что они создали бы на поверхности аномалию свыше 300 мгл, чего ни над какими структурами в равнинных регионах Земли не наблюдается.

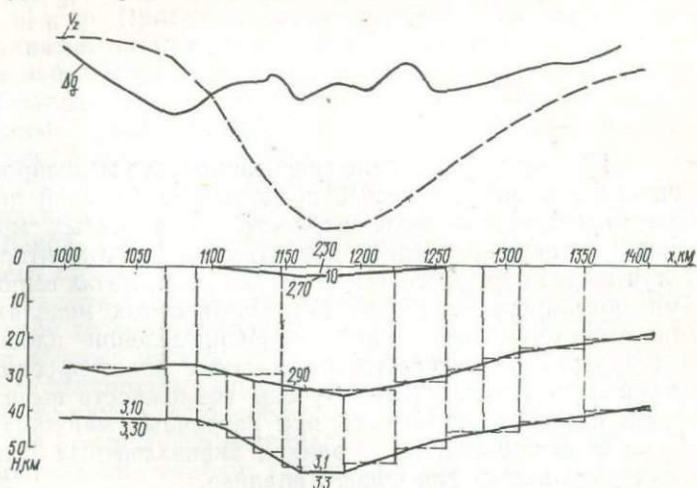


Рис. 108. Плотностная модель (σ , г/см³) Кавказа при синхронном погружении поверхности и всех структур земной коры на глубину, соответствующую превышению поверхности над уровнем моря. Δg — наблюдаемая кривая, V_2 — вычисленная от представленной модели.

Совместно со ВСЕГЕИ и экспедицией Министерства геологии СССР нами были рассчитаны плотностные модели по двум профилям ГСЗ, пересекающим Кавказ, при градиентно-слоистом распределении плотности в земной коре. Поскольку сейсмические построения прежних лет сейчас пересмотрены и созданы новые плотностные модели [63], мы не останавливаемся подробно на полученных нами ранее результатах. Отметим лишь, что и здесь нами был проведен эксперимент, аналогичный предыдущему, но уже с реконструкцией поверхностных структур: все глубинные разделы были опущены на мощность горных сооружений Кавказа в предположении, что нынешняя дневная поверхность когда-то располагалась на уровне моря. В этом случае мы получили уменьшение гравитационного эффекта до 300 мгл (рис. 108), чего опять-таки нигде в равнинных районах не наблюдается.

Эти материалы, очевидно, позволяют сделать однозначный вывод — глубинная структура регионов перед активными процессами образования впадины или орогенов должна была иметь иное строение, чем после завершения этих процессов, и, значит, все глубинные структуры, включая зону М, активно перестраивались при тектонических перестройках регионов.

Глава V. ОСОБЕННОСТИ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА

Широкое применение гравитационного моделирования только начинается, но уже сейчас представляет большой интерес выявление определенных закономерностей плотностных моделей земной коры, в первую очередь для структур континентального типа. Полученные выводы основываются на результатах выполненного нами моделирования (глава IV), плотностных моделях при градиентно-слоистом и многослойном распределении плотности, созданных другими исследователями, а также более простых моделях земной коры. Поэтому были изучены возможности выявления особенностей плотностных моделей при различных методиках моделирования и использования в рамках эквивалентных решений полученных результатов для общего анализа.

Рассмотрение выявленных закономерностей совместно с данными о физико-химических преобразованиях вследствие процессов гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли представило самостоятельный интерес и позволило наметить общую схему этапов преобразования земной коры и верхов мантии и подойти к генетическому объяснению отдельных особенностей плотностных моделей глубинных структур.

§ 1. Возможности выявления особенностей плотностных моделей при различных методиках гравитационного моделирования

Накопленный к настоящему времени опыт создания гравитационных моделей земной коры и верхов мантии еще невелик. К тому же, как было показано в § 1 главы III, существуют разные подходы и к способам интерпретации непосредственно гравитационного поля, и к использованию априорной геологической и геофизической информации. Следствием этого является различное представление разных исследователей об основных принципиальных особенностях моделей изучаемой среды (слоистое или градиентное изменение плотности по вертикали, стремление объяснения наблюдаемого поля исключительно приповерхностными неоднородностями или помещением их в верхи мантии и в астеносферу и др.). Не удивительно,

что для одних и тех же профилей ГСЗ (т. е. при возможности использования достаточно ценной априорной информации о среде) имеются примеры весьма различных плотностных моделей, например, для профилей, пересекающих Карпаты [60—62, 377, 378, 404] (рис. 72, 75, 84, 104), Украинский щит [103, 108, 117, 125, 253, 272, 286] (рис. 70, 71, 91), Кавказ [29, 63], Южно-Таджикскую депрессию [63, 226] и др. Причем это обуславливается как различиями в представлениях о плотностных свойствах среды, так и разными подходами к построению сейсмических моделей по одним и тем же профилям. Поэтому, прежде чем приступать к анализу основных закономерностей гравитационных моделей различных тектонических структур, отметим следующее.

Анализ различных плотностных моделей [19, 202] показывает, что только при учете градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной и тщательном моделировании совокупности структур верхнего структурного этажа в гравитационных моделях удается согласовывать особенности наблюдаемого поля с совокупностью различной геолого-геофизической информации. В связи с этим возникает вопрос: насколько правомерно рассматривать одно- и двухслойные плотностные модели земной коры? С нашей точки зрения, делать это нужно очень осторожно, так как даже в отношении раздела М без контроля по материалам сейсмометрии могут быть весьма принципиальные ошибки. Так, на примере ДДВ и Донбасса (рис. 54, 56, 87, 88, 103) убедительно показано, что пониженные значения поля силы тяжести здесь, как и в других прогибах, в целом тяготеют к областям подъема раздела М. Но большое влияние на гравитационное поле здесь оказывают и приповерхностные структуры. Поэтому попытка представления всей земной коры одним слоем с постоянной плотностью привела бы при гравитационном моделировании либо к совершенно искаженному положению раздела М, либо (при закреплении геометрии раздела М по сейсмическим данным) к помещению в мантию необоснованных плотностных неоднородностей.

Точно так же попытка интерпретации контрастной границы К с перепадом плотности $0,20 \text{ г/см}^3$ и выше приводит к введению в разрез совершенно не оправданных неоднородностей. Вообще использование данных сейсмометрии без учета скоростных параметров изучаемой среды или хотя бы современных представлений о характере изменения скорости в земной коре и зоне перехода к верхней мантии может быть источником существенных ошибок при гравитационном моделировании.

Один из главных выводов при рассмотрении градиентно-слоистых и многослойных моделей земной коры состоит в том, что основная часть особенностей гравитационного поля хорошо объясняется плотностной неоднородностью верхов земной коры. Более того, оказалось, что наблюдаемое гравитационное поле может быть полностью удовлетворено моделью при предположении, что приповерхностные неоднородности не проникают глубже 10—15 км [72, 114, 117, 272]. Но в этом случае построенные модели вступают в противо-

речие с другими геофизическими материалами, свидетельствующими о наличии глубинных структур. Поэтому формальную возможность объяснения всех особенностей наблюдаемого поля только приповерхностными объектами нельзя принимать как доказательство отсутствия глубинных неоднородностей. Скорее всего имеет место хорошая изостатическая скомпенсированность разноглубинных структур, приводящая к определенному выравниванию наблюдаемого поля.

Предположение о том, что латеральные и вертикальные плотностные неоднородности в верхней части коры сглаживаются на глубинах около 10—15 км, а глубже плотностной разрез приобретает черты горизонтально-слоистого, подтверждается сейсмическими и другими геофизическими данными, а также петрологическими материалами.

Многие исследователи [186, 392, 399, 449, 465, 487 и др.] при гравитационном моделировании пошли на довольно существенное снижение плотности верхней мантии, что противоречит экспериментальным и теоретическим данным. Кроме того, на основании изучения периодов свободных колебаний Земли, скоростей поверхностных волн, времени пробега продольных и поперечных волн, согласованных с массой и моментом инерции Земли, различные исследователи получили такие оценки плотности верхней мантии: Р. А. Хеддон и Р. Е. Буллен [442] — 3,379 г/см³, А. М. Дзевонски и др. [432] — 3,395 г/см³, Ч. Ванг [502] — 3,414—3,446 г/см³, Д. С. Дерр [430] — 3,501 г/см³, Ф. Пресс [280, 478] — 3,420—3,554 г/см³.

Поэтому модели, где плотность верхней мантии взята менее 3,35 г/см³, следует рассматривать как приближенные. В то же время нами показано, что именно отсутствие количественного учета градиентности среды в слоистых моделях приводит к излишним аномалиям на контрастных структурах (глава II, § 3). Таким образом, уменьшение контраста плотности между поверхностями земной коры и верхней мантии в слоистых моделях земной коры эквивалентно введению градиентного нарастания плотности при больших контрастах между поверхностями земной коры и верхней мантии, и качественное соответствие глубинных структур в обеих моделях, очевидно, достаточно близкое. Отметим, что тенденции уменьшения плотностных контрастов должна способствовать и общая изостатическая компенсированность разноглубинных объектов.

С нашей точки зрения, особенно осторожно следует относиться к введениям в разные этажи модели различных крупных неоднородностей, если только последние не выделяются четко в гравитационном поле (например, Голованевский максимум на УЩ, Черниговский максимум в ДДВ и др.) или по сейсмическим данным (вспловоды на УЩ, «коро-мантийные» скорости под рифтами и др.). Ведь если в наблюдаемом поле нет проявлений каких-либо неоднородностей, то введение их в разрез обуславливается появлением в другом структурном этаже этого же разреза компенсирующих их неоднородностей противоположного гравитационного действия (например, подъем разделов М и К или введение тел с избыточной плотностью

может быть скомпенсировано разуплотнением в верхней мантии). Поэтому при введении в разрез каких-либо взаимокомпенсирующих неоднородностей без их четкого отражения в наблюдаемом поле необходима твердая уверенность в наличии хотя бы одной из них. Следует учитывать и эквивалентность решений при оценке местоположения компенсирующей неоднородности (например, неоднородность на разделе М может быть скомпенсирована объектом, расположенным как в земной коре, так и ниже верхов мантии).

Результаты выполненного нами моделирования и обобщение материалов других исследований свидетельствуют, что наблюдаемое поле, особенно при тщательном учете влияния структур верхней части земной коры, хорошо объясняется с помощью градиентно-слоистых моделей. При этом в отличие от одно- и двухслойных моделей консолидированной коры даже над контрастными глубинными структурами не требуется введения в модели значительных дополнительных аномальных масс, противоречащих материалам других геофизических, геологических и петрологических исследований. Близкими к градиентно-слоистым можно рассматривать модели с несколькими слоями постоянной плотности.

Необходимо также проводить расчеты моделей относительно единого уровня с учетом трехмерности структур и влияния неоднородностей смежных территорий, принимать экспериментально обоснованные зависимости $\rho = f(v)$ при составлении плотностных разрезов, используя при этом в первую очередь скоростные характеристики среды, а не только геометрические сейсмические построения. Целесообразно отображать раздел М в виде зоны перехода от земной коры к верхней мантии, в связи с чем резкую плотностную границу М можно считать первым приближением к таким модельным представлениям; в любом случае следует уменьшать плотностной контраст на разделе М до величины порядка $0,20 \text{ г/см}^3$. Существенным представляется отказ от резкого плотностного контраста на разделе К, где перепад плотностей вряд ли может быть более $0,10 \text{ г/см}^3$.

Построенные с учетом приведенных требований градиентно-слоистые плотностные модели позволяют выявлять ряд закономерностей образования и распределения глубинных структур земной коры континентального типа [19, 202]. Плотностные модели, которые построены без соблюдения всех изложенных выше положений, могут содержать те или иные погрешности, в том числе и существенные, зависящие как от излишней генерализации, схематичности или ошибочности модельных и параметрических представлений, так и от ограниченности технических возможностей ряда применяемых методик. Поэтому при анализе таких гравитационных моделей следует проводить анализ правомочности и достоверности выполненных расчетов и рассматривать полученные построения с учетом эквивалентности решения при использовании всех современных сведений о структуре и свойствах земной коры и зоны перехода к верхней мантии.

В то же время следует учитывать, что практически все плотностные модели глубинных структур согласованы не только с наблю-

денным гравитационным полем, но и с сейсмическими построениями. Поэтому главные особенности плотностных моделей континентальных структур различных типов достаточно уверенно проявляются в моделях, построенных по различным методикам (например, наличие «корней» гор). Другие характерные черты разных моделей (например, уменьшение мощности консолидированной коры и (или) увеличение ее средней плотности) могут быть объяснены в рамках эквивалентных решений с учетом уверенно выявленных закономерностей градиентно-слоистых моделей и экспериментально обоснованной параметризации разрезов. Поэтому при рассмотрении общих закономерностей глубинных структур мы, основываясь в первую очередь на градиентно-слоистых моделях, учитывали результаты построения и по другим методикам.

§ 2. Основные закономерности гравитационных моделей различных тектонических структур земной коры

Плотностные модели различных глубинных структур земной коры континентального типа, характеризуясь индивидуальными особенностями, в то же время позволяют обнаружить и ряд общих закономерностей. Однако для многих регионов еще нет или имеется очень мало плотностных моделей, особенно таких, которые хорошо увязаны со всей совокупностью геолого-геофизической информации. Так, очень слабо изучены области тектонической активизации, где возникли мощные горные сооружения, зоны перехода к океану и др.

Следует также указать, что большинство плотностных моделей создано на отдельных профилях протяженностью не более сотен километров. При этом, особенно в пределах регионов с однородными структурами, гравитационное поле не позволяет достаточно уверенно выделять плотностные неоднородности в верхней мантии, и в настоящее время последняя большей частью условно принимается однородной. В то же время есть интересные примеры использования при гравитационном моделировании таких неоднородностей материалов изучения изостатических аномалий [13, 14, 158, 258], скоростных параметров [88, 238, 289, 333, 463], теплового поля [60—62] и др.

Для платформенных областей в целом характерна повышенная мощность земной коры [19, 64, 73, 182, 183, 202, 282, 431 и др.], особенно на щитах и выступах фундамента, где она иногда достигает 50 км и более, что хорошо видно при рассмотрении плотностных моделей Украинского щита [50, 58—64, 103, 108, 117, 123, 125, 198, 202, 203, 211, 212, 253, 272, 286, 287, 377, 378] (рис. 54, 70—72, 89, 91, 98, 100, 101), Воронежского кристаллического массива [63, 121, 132, 203, 210, 212] (рис. 54, 88, 103), Салаира [98], Центрального и Северного Казахстана [119, 124, 187], Канадского щита [399, 449, 461] (рис. 78, 79) и Индийского щита [105], (рис. 102). Особенностью

этих регионов является достаточно высокий уровень гравитационного поля, что объясняется близостью к дневной поверхности кристаллических пород. Но для всех гравитационных моделей здесь характерны увеличение мощности верхней части консолидированной коры и в среднем меньшая плотность всей коры по сравнению со смежными синеклизами. Отмечается хорошая изостатическая уравновешенность крупных блоков фундамента. Аномальное гравитационное поле на щитах обусловлено в первую очередь неоднородностями верхней части консолидированной коры [117, 121, 145, 200, 211]. На УЩ по сейсмическим данным фиксируется сложная конфигурация площадок М, в других подобных регионах морфология раздела М достаточно спокойная. Гравитационные модели свидетельствуют о незначительном вкладе в аномальное поле глубинных неоднородностей и их аппроксимированном проявлении в наблюдаемом поле.

На Украинском и Канадском щитах в верхней части земной коры выделяются зоны инверсии плотности [125, 399] (рис. 78, 91, 92). Неоднородности в верхней мантии здесь большей частью не выделяются, но именно в этих регионах сложилось представление о разделе М как о плотностной градиентно-слоистой зоне перехода от низов коры к верхам мантии [121, 125, 200]. Под синеклизами и впадинами раздел М большей частью испытывает инверсию или субгоризонтален, что хорошо видно на примерах ДДВ [184, 203, 207] (рис. 87, 88, 103), Пачелмского и Калтасинского авлакогенов [122, 159] (рис. 105), Западно-Туркменской, Амударьинской и Ферганской впадин [63, 152, 226, 392] (рис. 74), Тургайской впадины [119], Южно-Тунгусской впадины [126], Вилюйской синеклизы [387], Ломбардской впадины [473] (рис. 76), долины р. Сакраменто [427 и др.]. Большой частью сокращение мощности консолидированной коры происходит за счет уменьшения толщи ее верхней части (редуцирования «гранитного» слоя вплоть до его исчезновения), что особенно ярко проявляется для таких впадин, как Черноморская [29, 63, 153] и Прикаспийская [29, 153]. В то же время следует отметить, что для последней именно количественными расчетами при создании плотностной модели сейчас показано [3], что глубина залегания фундамента (а, значит, и мощность осадочного чехла) должна быть равной 10—12 км, т. е. вдвое меньше, чем принималось ранее. В связи с этим пришлось отказаться от представления о выклинивании «гранитного» слоя в центральной части впадины.

В геосинклинальных областях, где наблюдаются очень сложные строения глубинных структур и значительная плотностная неоднородность на разных структурных этажах, впадины характеризуются теми же особенностями, что и синеклизы на платформах. Это проявляется и при различных подходах к интерпретации. Так, на Кавказе, по представлению Б. К. Балладзе и др. [29], Куринская, Мирзаянская и другие впадины при подъеме раздела М отличаются сокращением мощности «гранитного» слоя, а В. Б. Бурьянов и другие исследователи вводят под ряд впадин дополнительные тела плотных пород [63] (рис. 85). Но в любом варианте интерпретации

это свидетельствует о более плотной консолидированной коре под впадинами.

В то же время для Донбасса наблюдается более сложная картина [117, 198, 212] (рис. 54, 103). Здесь глубокий прогиб также заполнен мощными осадочными отложениями, но в отличие от Днепровско-Донецкой впадины, расположенной на продолжении Донбасса, они большей частью сильно метаморфизованы и плотность их даже выше, чем пород верхней части консолидированного фундамента. Поэтому при резко сокращенной мощности консолидированной коры под Донбассом не отмечается существенного изменения общего уровня глубин до раздела М по сравнению со смежными УЩ и ВКМ. Гравитационное поле над толщами сильно метаморфизованных пород карбона в центре Донбасса даже выше, чем в смежных регионах, и в полном соответствии с требованиями изостазии на фоне общего небольшого воздымания раздела М (как это характерно для ДДВ и многих других впадин) отмечается углубление второго порядка. Сокращение мощности консолидированной коры выявлено и под многими впадинами, прогибами второго порядка в пределах более крупных депрессий, что четко проявляется в Ферганской впадине [392], ДДВ [123, 184] и др.

Гравитационные модели многих впадин показывают, что эти структуры хорошо изостатически уравновешены. В то же время Кемпендяйская, Ыгыттанская и ряд других впадин Сибирской платформы проявляются интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести [387]. Пока эти структуры изучены еще недостаточно, здесь нет надежных сейсмических данных и вполне вероятно, что эти заполненные малоплотными осадочными породами глубокие прогибы не полностью компенсируются сокращением мощности коры и уплотнением пород фундамента. Но в любом случае гравитационные материалы и здесь однозначно указывают на сокращение мощности консолидированной коры относительно смежных регионов.

Плотностные модели рифтогенных структур имеют много общего с впадинами. Так, сами рифты проявляются достаточно глубокими прогибами, наличием линейных разломов, сокращенной мощностью земной коры и др. В то же время почти повсеместно непосредственно грабеновые структуры приурочены к средней части сводового поднятия, отмечаются значительная протяженность этих структур (на сотни и тысячи километров) при незначительной ширине самих грабенов (как правило, до десятков километров), наличие под рифтами мантии с аномально пониженными значениями ν и ρ («коромантийной» смесью?), подъем астеносферного слоя, проявления магматических внедрений основного состава [155, 157, 426, 433, 434, 476, 487] (рис. 82, 83). При этом магматические породы могут как в целом утяжелять земную кору, так и, поднимаясь в виде узких тел, создавать в пределах общего понижения поля более узкие зоны повышенных значений силы тяжести.

Обратим внимание, что характер поля и плотностные модели в районе Лохвицкого и Черниговского максимумов в ДДВ [184] име-

ют много общего с типичными рифтогенными структурами, за исключением, пожалуй, областей разуплотненной верхней мантии. Это позволяет сделать предположение, что ДДВ можно рассматривать как древнюю рифтогенную структуру.

Под глубоководными желобами отмечается подъем границы М [88, 99, 274, 461, 505] и предполагается аномальное увеличение плотности подкорового вещества [19, 238, 455, 461].

Для провинции Бассейнов и Хребтов в США, где предполагается наличие коро-мантийной смеси, наблюдается погружение раздела М [635]. У рифта Рио-Гранде гравитационное поле несколько повышено, что объясняется утонением коры и проникновением в последнюю даек более плотных основных пород [558]. Для Байкальского рифта давно установлена хорошая изостатическая уравновешенность [16, 17, 157]. Очевидно, это относится в целом и для ряда других областей рифтогенеза.

Уже давно известно, что горные системы обычно характеризуются наличием «корней» гор. Во всяком случае прогиб раздела М отмечается под Карпатами [50, 60—62, 377, 378, 404] (рис. 72, 75, 84, 104), Кавказом [29, 63, 263, 385] (рис. 85, 108), Крымом [63, 64], Памиром и Тяньшанем [152, 392] (рис. 74), Динаридами [144] (рис. 68), Альпами и Апенниннами [439, 473] (рис. 76), Андами [408] (рис. 69), горами Олимпик [461] (рис. 80), Эфиопским нагорьем [487] и др. Под Большим Кавказом [29] намечается и незначительное разуплотнение в мантии. В районах подводных хребтов и островных дуг фиксируется погружение раздела М [88, 99, 274, 453, 455, 491, 496, 505 и др.] (рис. 81). Наряду с увеличением мощности консолидированной коры в плотностных моделях часто проявляются и уменьшение ее плотности, увеличение толщины «гранитного» слоя [125, 439, 461] (рис. 76, 80, 91). В то же время локальные интенсивные положительные гравитационные аномалии позволяют предполагать наличие отдельных высокоплотных объектов (типа тела Ивреа) в Альпах [64, 473] (рис. 77), Крыму [63, 64] и других горных районах.

В общем разным тектоническим структурам характерна различная степень латеральной и вертикальной плотностной дифференциации. При этом наиболее пестрая картина наблюдается в геосинклинальных зонах, в платформенных условиях эти различия стираются.

Выделение в гравитационных моделях разрывных нарушений без привлечения априорной информации вызывает значительные затруднения, так как без значительных смещений разноплотностных блоков по глубинным разломам последние не находят заметного отражения в наблюдаемом поле. Если же такие смещения имеют место, то можно выделять не только вертикальные, но и наклонные разломы, особенно при их выходе к дневной поверхности.

Хотя активный процесс моделирования еще только начинается, первый накопленный опыт создания гравитационных моделей не только позволил выявить ряд закономерностей, касающихся распределения плотности в глубинных структурах, но и подойти к оценке роли гравитации в образовании развития таких структур. В связи

с этим мы попытались рассмотреть основные результаты анализа гравитационных моделей на основе современных теоретических и экспериментальных данных геофизики, геологии, геохимии и петрологии [13—23, 38—45, 48, 51—54, 63, 70, 71, 73, 82, 87, 88, 98, 99, 105—109, 127, 129, 134, 136, 138—140, 149, 152—154, 157, 161, 168, 182, 183, 190—194, 202, 221, 242—244, 246—249, 252, 254, 257, 266, 269, 276, 277, 282, 288, 291, 299—304, 305, 306, 329—342, 345, 353—356, 363—371, 375, 379, 382, 383, 388, 389, 394, 396, 407, 431, 432, 462, 473, 478, 483, 484, 508 и др.] с целью выявления закономерностей образования и преобразования в поле силы тяжести совокупности различных петрографических ассоциаций пород земной коры и верхов мантии, характеризующихся определенными распределениями плотности и слагающих те или иные глубинные структуры.

Как уже указывалось в §2 главы II, многими исследователями тектонические перестройки земной коры и верхней мантии рассматриваются как следствие процессов гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных структур и их совокупности к состоянию изостатического равновесия.

Вопросам изостазии и влиянию изостатических сил на тектонические движения в последнее время уделяется много внимания [13—22, 87, 112, 136, 157, 241—244, 249, 274, 283, 355, 356, 396, 452, 460, 508 и др.]. Остановимся лишь на вопросе, где же в недрах Земли может осуществляться изостатическое равновесие. Вслед за Дж. Эри М. Е. Артемьев [19] подчеркивает, что уровень компенсации при постоянстве плотности верхней мантии может быть на любом уровне ниже раздела М. Но при вычислении изостатических поправок, особенно по гипотезе Дж. Эри, большей частью принимается, что существует стремление к архимедову равновесию коры именно на кровле верхней мантии (на разделе М). В связи с этим отметим, что вероятнее всего между корой и мантией, особенно на континентах, имеется переходный слой с переменной мощностью до первых десятков километров. В большинстве регионов породы верхов мантии находятся в твердом состоянии. Но если и допустить возможность хотя бы частичного плавления верхов мантии до такой степени, чтобы породы там стали квазипластичными, то на границе с подошвой земной коры породы последней тем более должны при почти одинаковых *РТ*-условиях быть квазипластичными, так как температура плавления пород низов земной коры заметно ниже, чем пород верхней мантии. Значит, если допустить, что в определенные периоды развития Земли отдельные блоки разогрелись до такой степени, что породы верхов мантии становились квазипластичными, то изостатическое равновесие осуществлялось не на разделе М, а на более высоком уровне.

Очевидно, что при современном термодинамическом состоянии глубин Земли таким слоем, на котором может осуществляться изостазия, должна рассматриваться астеносфера (полиастеносфера?), расположенная в верхней мантии [131, 243, 342]. В истории развития Земли были периоды, когда при возбуждении мантии происходило

продвижение кровли астеносферы вверх, выплавление пород из верхней мантии и хотя бы частичное расплавление отдельных зон в пределах земной коры (например, при гранитизации) [41, 71, 190, 371]. Следует также указать, что «прочность» и вязкость пород могут значительно уменьшаться в зоне прогрессивного зеленосланцевого метаморфизма, где выделяется наибольшее количество H_2O [139]. Поэтому в отдельные этапы развития нашей планеты изостазия должна была осуществляться и на более высоких уровнях, в том числе в земной коре. Но в любом случае поверхность Мохоровичича не может и не могла служить уровнем, на котором осуществляется изостатическое равновесие блоков земной коры.

Процессы гравитационной дифференциации вещества Земли наиболее активно проявляются в литосфере в периоды возбуждения мантии и сопровождаются тепломассопереносом относительно легкого материала из глубин Земли [40, 41]. При этом выпуклость кровли астеносферного слоя приводит к растяжению, раздвиганию земной коры и нарушению изостатического равновесия.

В условиях рассеянной проницаемости и малой мощности литосферы на нуклеарной стадии наиболее вероятно возникновение кольцевых структур незначительного диаметра. По мере увеличения мощности земной коры на континентах и углубления кровли астеносферы проницаемость литосферы ухудшилась, реализация возбуждений затруднялась, и более вероятной, очевидно, становилась возможность проявления периодов возбуждения верхней мантии с поступлением в земную кору материала по отдельным линейным зонам. Впрочем, такие зоны, особенно на более ранних этапах развития земной коры, могли образовывать структуры различной формы. Это могут быть и кольцевидные структуры, но, вероятно, большего размера, чем в нуклеарную стадию [104].

При достаточно большой мощности литосферы и плохой ее проницаемости на первом этапе возбуждения астеносферы и подъема ее кровли, а также вследствие расширения пород при их разогреве и плавлении даже без внедрения пород в земную кору в последней должно образовываться сводовое поднятие земной коры. При этом, если нет существенного массопереноса, изостатическое равновесие заметно нарушено не будет.

На следующем этапе возбуждения астеносферы в указанных условиях должны возникать тангенциальные силы, приводящие к образованию линейных структур растяжения, приуроченных к центральной зоне сводовых структур. При этом появляется возможность внедрения глубинных пород в земную кору и переработки ее, но эти процессы приурочены в первую очередь к апикальной части сводового поднятия. Указанные процессы будут нарушать изостатическое равновесие блока, в результате чего должно произойти опускание поверхности блока и подъем кровли астеносферы, внедрение в ослабленную центральную зону дериватов астеносферного вещества. Очевидно, именно такая обстановка в целом характерна для зон рифтогенеза.

При широком площадном интенсивном возбуждении астеносферы, особенно под тонкой литосферой, можно предположить, что процесс подъема астеносферы, образования свода и срезания его верхней части, а затем растяжения литосферы и ее переработки при выполнении изостатического равновесия может привести к существенной или полной «океанизации» земной коры.

После завершения активной стадии возбуждения астеносферы, кристаллизации расплавленных дериватов, снижения температуры блока, заполнения впадины водой или осадками окончательное положение всех глубинных границ должно определяться условиями изостатического равновесия. Большое значение на этом этапе развития земной коры имеют процессы прогрессивного и регрессивного метаморфизма. Их влияние на перераспределение плотности в земной коре и зоне перехода к верхней мантии рассмотрено в § 2 главы II. Здесь лишь отметим, что прогрессивный метаморфизм, приводя к уплотнению пород, уменьшает их объем и тем самым способствует дополнительному опусканию поверхности блоков. Это, после заполнения их водой, а затем осадками, приводит к дополнительной нагрузке и погружению блока вследствие действия изостазии. С другой стороны, погружение блока при затухании процесса возбуждения верхней мантии вызовет прогиб кровли астеносферы, создание условий сжатия и развитие процессов регрессивного метаморфизма в породах глубоко опущенных низов земной коры, особенно при интенсивном воздействии ювенильных и трансмагматических растворов и т. д.

Можно предполагать, что на ранних этапах образования земной коры процессы регрессивного метаморфизма имели площадной характер. По мере наращивания земной коры и ухудшения проницаемости литосферы проявления кислого вулканизма стали носить кумулятивный характер и в основном приурочивались к инверсионным структурам геосинклинального типа и орогенным. Поскольку явления регрессивного метаморфизма, воздействие ювенильных и трансмагматических растворов приводят к существенному увеличению объема вещества, то для сохранения изостатического равновесия блока его поверхность должна воздыматься, а подошва — опускаться (вследствие массопереноса в блок вещества ювенильными и трансмагматическими растворами и при поступлении материала из смежных блоков). Воздыманию будет способствовать режим сжатия, приводящий к сокращению площади основания блока. Воздымание блока может происходить только в том случае, если влияние увеличения объема пород блока и сокращение площади основания превалирует над влиянием привноса материала.

При воздымании блока в инверсионных структурах, испытавших предварительно прогибание, осадконакопление и содержащих вблизи поверхности тела основных пород, возможен вынос таких тел вверх, а после денудации — и обнажение их на поверхности. При этом, если воздымание в первую очередь обусловлено сжатием основания блока, то регрессивный метаморфизм и кислый магматизм могут

быть незначительными и сосредоточенными только в зонах глубинных разломов или вообще не будут проявляться в верхней части блока.

Учитывая, что тела интрузивных пород кислого состава и зоны автивного преобразования вещества земной коры регрессивным метаморфизмом могут располагаться в верхней части последней, возможно воздымание отдельных блоков незначительных размеров, сопровождающееся перетеканием вещества из смежных участков и образованием компенсирующих впадин рядом с поднятым блоком. При значительной контрастности этих движений изостатическая компенсация всей мощной литосферы может осуществляться в целом для обширного блока. В этих условиях можно ожидать меньшую контрастность на глубинных уровнях (например, на разделе М), чем на поверхности.

Если указанные механизмы периодического возбуждения верхней мантии, влияния ювенильных и трансмагматических растворов, процессов метаморфизма и стремления блоков к изостатическому равновесию имеют место, то должно наблюдаться стремление к единому уровню гравитационного поля (при одинаковой высоте наблюдений) над различными типами глубинных структур, осложняемому в первую очередь относительно незначительными по площади аномалиями от поверхностных плотностных неоднородностей, а также обширными планетарными особенностями поля. И действительно, над равнинными районами континентов, а также в океанах (за исключением систем островных дуг и глубоководных желобов) гравитационное поле имеет именно такой характер [128].

Из рассмотрения гравитационных материалов по конкретным регионам, обычно представляемых в редукции Буге, видно, что над горами наблюдаются минимумы поля. Но здесь следует учитывать разницу в высоте наблюдений. Очевидно, что показательны наблюдения на одном уровне, не искаженные последующими редуциями. Действительно, гравитационные карты, полученные по спутниковым наблюдениям, показывают, что не только уровень, но и морфология поля над горными регионами не отличаются от таковых в смежных регионах [438]. Общие закономерности плотностных моделей глубинных структур различных типов также позволяют считать, что их образование и развитие обусловлены процессами гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных блоков к состоянию изостатического равновесия.

Сопоставление плотностных моделей различных впадин [58, 63, 125, 152, 154, 184, 202, 212, 439, 449] (рис. 54, 73, 74, 79, 85, 87) подтверждает реальность описанной выше схемы динамики их образования. Плотностные модели показывают, что на континентах пока неизвестно ни одного случая, где бы под впадинами не отмечалось сокращения мощности консолидированной коры. Как известно, для периодов опусканий характерен основной магматизм [42, 225]. Следовательно, основной причиной образования впадин на континентальном типе коры следует признать стремление к изостатическому равновесию отдельных блоков за счет переработки земной коры.

При этом в условиях растяжения и высокой проницаемости земной коры происходят преобразование ее низов, воздымание раздела М, существенное повышение основности всей земной коры вплоть до исчезновения или значительной меланократизации верхней части.

Континентальные рифты обычно проявляются достаточно глубокими впадинами, сокращенной мощностью консолидированной коры, наличием линейных разломов и др. [17, 157, 252, 433, 434, 487] (рис. 82, 83). Почти повсеместно непосредственно грабеновые структуры приурочены к средней части сводового поднятия; отмечаются значительная вытянутость указанных структур при незначительной ширине самих грабенов, наличие под рифтами зон коро-мантийной смеси или мантии с аномально пониженными значениями v и ρ , подъем астеносферного слоя, проявление магматической деятельности. При этом поднимающийся материал может преобразовывать земную кору или подниматься в виде отдельных узких тел [252, 426, 433, 434].

Следует подчеркнуть, что только разогрев блока без подъема астеносферы приводит к увеличению объема пород. В этом случае должно наблюдаться некоторое разуплотнение пород верхней мантии по сравнению со смежными регионами при общем подъеме значительных территорий. Такая обстановка, очевидно, должна быть характерна для областей тектонической активизации. Так, выявлено разуплотнение верхней мантии при анализе изостатических аномалий на Тянь-Шане [14, 258].

Как правило, под современными горными сооружениями уже давно устанавливается наличие «корней» гор [43, 82, 152, 154, 188, 366, 392, 456] (рис. 68, 69, 72—77, 80, 84, 85, 104, 108). Это, вероятно, свидетельствует об образовании гор за счет преобразований вещества и перемещения его в пределах земной коры и зоны перехода к верхней мантии.

При анализе изостатических аномалий М. Е. Артемьев [13—15] и другие исследователи показали, что под горными сооружениями большей частью наблюдаются положительные аномалии, которые наиболее вероятно связывать с уплотнением вещества верхней мантии. Эти данные, очевидно, хорошо согласуются с описанными нами выше представлениями о том, что при орогенических процессах существенным является преобразование не только пород земной коры, но и вещества верхов мантии, причем из пределов последней должны выщелачиваться и выноситься в земную кору наиболее легкие дериваты, т. е. верхи мантии должны несколько утяжелиться.

В геосинклинальных зонах как на стадии прогиба, так и в период инверсионного цикла наряду со значительным перемещением материала по вертикали можно предполагать и интенсивную переработку зоны перехода от земной коры к верхней мантии. Во всяком случае, любая миграция вещества от верхней мантии в земную кору и наоборот осуществляется через эту зону. Поэтому здесь возможно и сохранение более древних реликтовых признаков раздела М

[305, 379], и существенное изменение вещественного состава. Очевидно, это может выражаться в увеличении мощности зоны, ее усложнении, появлении глыб с аномальными свойствами, уменьшении значений ν и ρ вследствие разогрева, а тем более при плавлении хотя бы части материала с появлением коро-мантийной смеси или увеличении плотности при эклогитизации. Особенно значительными такие изменения будут в период перестройки глубинных структур, но, очевидно, могут сохраняться и в дальнейшем. Об этом могут свидетельствовать выделяемое как в гравитационных, так и в сейсмических моделях увеличение мощности зоны перехода от земной коры к верхней мантии в Криворожской и Одесско-Брусиловской геосинклинальных зонах на Украинском щите (рис. 91, 98), наличие аномальных значений ν и ρ под Уральским орогеном (рис. 73), Байкалом, Скалистыми горами и др.

При реализации установления изостатического равновесия возможны перемещения вещества не только в вертикальном, а и в горизонтальном и диагональном направлениях. Горизонтальные напряжения возникают также при наличии выступов и впадин в кровле астеносферных слоев [243]. Поэтому наряду с вертикальными перемещениями возможны определенные горизонтальные и диагональные смещения, поворот отдельных блоков [243, 338, 339].

Расчеты полей над ДДВ (рис. 107) и Кавказом (рис. 108) убедительно показывают, что если бы глубинные разделы в процессе развития структур не изменяли своего положения относительно поверхности фундамента, то под впадинами и горами до образования глубинные структуры создавали бы аномалии более ± 300 мгл. Но ничего подобного в наблюдаемом поле не отмечается, и это свидетельствует, что в процессе преобразований литосферы глубинные разделы также изменяются, а не представляют собой границы, установившиеся когда-то в начальные периоды становления земной коры. Так, если бы раздел М после своего образования не перемещался по разрезу, то под впадинами мощность консолидированной коры должна быть больше, чем под платформами и щитами, на которых они образовались, вследствие денудации поверхности фундамента на щитах и отсутствия таковой во впадинах. Аналогично в орогенах наблюдалась бы противоположная картина — раздел М воздымался бы. Анализ же гравитационных моделей (глава IV, §2) показывает, что всегда мощность консолидированной коры под впадинами сокращается, а под горными системами увеличивается.

Если для впадин после их первоначального образования характерным должно быть погружение всех глубинных границ, то для выступов и горных систем ситуация противоположная. Вследствие денудации в приподнятых блоках происходят их облегчение и подъем всех границ, в том числе и денудированной поверхности блока. Поэтому для сохранения изостатического равновесия приподнятый блок будет стремиться к дальнейшему поднятию, но с меньшей амплитудой, значение которой зависит от соотношения плотностей денудированного материала и вещества астеносферы.

Следовательно, для любой горной системы характерным является режим воздымания, отстающий по амплитуде от денудации, приводящей к редуцированию «корней» гор. Таким образом, наблюдаемое воздымание многих горных систем объясняется именно стремлением этих структур к изостатическому равновесию при денудации их вершин.

Анализ гравитационных моделей, согласованных с сейсмическими материалами, позволяет выявить ряд новых нюансов глубинного строения орогенов. Оказывается, что «корни» гор далеко не всегда располагаются строго под самыми горными вершинами, а могут быть смещены в сторону, располагаясь под крупными блоками выходящих к поверхности более плотных пород, чем породы, слагающие горные вершины. Это наблюдается и в Карпатах (рис. 72, 75, 84, 104), и в Динаридах (рис. 68), и в Андах (рис. 69). Следует отметить хорошую изостатическую уравновешенность отдельных блоков и для этих структур.

Если бы плотность земной коры во всех блоках была одинаковой, то этот процесс с неизбежностью должен был бы привести к приостановлению воздымания блока только тогда, когда ранее погруженные глубинные разделы не возвратились бы в свое первоначальное (до образования выступа) положение. В реальных условиях состав пород и плотность земной коры изменяются как с глубиной, так и от блока к блоку. Поэтому окончательное положение глубинных разделов (в том числе и М) под редуцированными горами будет устанавливаться в зависимости от соотношения плотности земной коры данного и смежных блоков после завершения денудации. Именно такое сложное сочетание поверхностных и глубинных структур наблюдается при рассмотрении плотностных моделей на Украинском щите [125, 203, 253] (рис. 90, 91, 98, 100, 101) и на Урале [145, 289, 331, 368] (рис. 73). Так, на УЩ, где в древних геосинклинальных зонах (Криворожско-Кременчугской, Одесско-Брусилловской, Орехово-Павлоградской и др.) на поверхность фундамента выходят образования повышенной плотности (железородная формация, тяжелые гнейсы и др.), наблюдаются наибольшее погружение подошвы коры и увеличение мощности зоны перехода к верхней мантии (рис. 89, 91, 92, 98).

Сложное поведение раздела М фиксируется и под Уральскими горами по Свердловскому профилю ГСЗ (рис. 73). Здесь в Восточно-Уральском поднятии и особенно в Тагильско-Магнитогорском прогибе на поверхность фундамента выходят плотные (до $3,00 \text{ г/см}^3$) образования (создающие локальные положительные гравитационные аномалии) и наблюдается наибольшее погружение раздела М, к тому же обладающего пониженными значениями скоростей продольных волн ($v = 7,6 \div 8,0 \text{ км/с}$). Под Центрально-Уральским поднятием, где плотность выходящих к поверхности пород составляет $2,75 \text{ г/см}^3$, глубина залегания раздела М меньше. А подъем раздела М (с высокими v , порядка $8,3 \text{ км/с}$) располагается под относительным понижением гравитационного поля и приурочен к

Предуральскому прогибу [145, 289, 368]. Аналогичная ситуация наблюдается и на профиле Темиртау — Куйбышев [124, 187].

Укажем еще, что на УЩ слой с пониженными значениями ν и ρ [109, 125, 135], вероятно, является отражением толщи гранитоидов, которые в период своего образования, очевидно, имели резко пониженную вязкость по сравнению с жестким субстратом и представляли собой тонкий палеоастеносферный слой. Тогда можно допустить, что тяжелый Голованевский блок (рис. 91, 98) опустился до подошвы этой палеоастеносферной толщи, выжав гранитоиды (Кировоградский и Уманский массивы).

Остановимся еще на предположениях о том, что выходы к поверхности консолидированного фундамента базальтоидов свидетельствуют о наличии в таких районах земной коры океанического типа или о подъеме «базальтового» слоя. В гравитационном поле над выходами на поверхность или при подходе близко к ней тела с высокой основностью фиксируются локальными аномалиями, но интенсивность и морфология последних при количественных расчетах хорошо объясняются именно отдельными телами, а не позволяют считать всю кору сложенной высокоплотностными образованиями. Это хорошо видно на примере того же Коростенского плутона (рис. 43), Голованевской структуры [125, 203] (рис. 90, 91), тела Ивреа в Альпах (рис. 77), базальтоидов Крымских гор [63, 64] и др. [19], а также подтверждается материалами бурения (Кольский п-ов) и ГСЗ (Коростенский плутон).

С другой стороны, если бы Сибирская платформа в настоящее время была покрыта морем, то там бы морское бурение встретило «базальтовый» слой без следов гранитов, т. е. вроде бы океанический тип земной коры. Да и данные ГСЗ показывают, что, например, в Тунгусской синеклизе мощность земной коры сокращена до 30 км по сравнению с мощностью более 40 км в смежных регионах [98]. Здесь важным является анализ плотностных моделей. Как известно, в большинстве равнинных районов на континентах и над океаническими акваториями региональное поле в редукции Фая близко к нулю, что свидетельствует о существенной изостатической уравновешенности блоков литосферы. Поэтому количественные расчеты покажут, что или общая мощность земной коры здесь должна быть намного больше, чем в типично океанических регионах (т. е. раздел М должен быть значительно ниже, чем в океанах), или должна существенно уменьшиться средняя плотность земной коры (земная кора будет легче, чем гранитоиды), или должна быть резко снижена плотность верхов мантии. Но в любом варианте моделирование сразу укажет, что земная кора данного региона не относится к типичному океаническому типу.

Из приведенного анализа следует, что в общем различные блоки литосферы с континентальной земной корой должны стремиться к такому положению, чтобы после завершения активных процессов преобразования вещества вследствие комбинированного воздействия установления состояния изостатического равновесия, дену-

дании возвышающихся блоков и заполнения водой и осадками впадин поверхность блоков не подвергалась существенным изменениям, а имела стабильное положение. Очевидно, в связи с определенной степенью «сцепления» различных блоков между собой и инерционности процесса восстановления изостатического равновесия наиболее вероятно, что блоки с континентальной земной корой должны сохранять свое близкое к уровню моря, но слегка приподнятое положение, до новых циклов преобразования вещества в глубинах данного блока или до существенного изменения положения астеносферного слоя под смежными блоками. Отсюда следует, что геосинклинальные области после завершения инверсионной стадии и денудации поверхности без новых активных преобразований вещества в толще земной коры и верхах мантии должны представлять собой слегка возвышающиеся над уровнем моря пенеппенизированные равнинные участки. И только новые активные процессы в литосфере могут вызвать существенное изменение уровня поверхности таких блоков.

В свете изложенного остановимся еще на нескольких возможных ситуациях. Вполне вероятно, что более легкие дифференциаты собираются с большей площади, чем область их проникновения в земную кору. Этим нарушается плотностное равновесие и по латерали, вследствие чего земная кора инверсионного блока становится легче, чем в смежных регионах. Если после завершения активных процессов преобразования вещества в блоке продолжается незначительное увеличение его объема вследствие продолжения поступления трансмагматических и ювенильных растворов и геохимических изменений, приводящих к увеличению объема вещества, превышающего объем привнесенного материала, то поверхность такого блока будет незначительно воздыматься. В результате воздымания будет происходить и незначительная денудация поверхности блока. Таким образом, отдельные континентальные блоки могут испытывать длительное постепенное воздымание при весьма незначительном возвышении над уровнем моря. В связи с этим обратим внимание, что последний метаморфизм практически всегда имеет регрессивный характер [219].

Приведенный выше анализ является первой попыткой обобщения результатов еще весьма незначительного количества плотностных моделей отдельных регионов земной коры континентального типа и рассмотрения полученных достаточно разнородных материалов совместно с современными представлениями о физико-химических преобразованиях в коре и верхах мантии Земли и об эндогенных режимах материков. Безусловно, это только начальный этап таких исследований. Но даже сейчас уже можно сделать кое-какие предварительные выводы о проявлении динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле, которые не следует рассматривать как установленные закономерности, а лишь как вопросы, требующие дальнейших исследований.

1. Анализ гравитационных моделей континентальных тектони-

ческих структур различных типов свидетельствует, что на образование и развитие этих структур решающее влияние оказывают физико-химические преобразования, вызванные процессами гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных структур и их совокупностей к состоянию изостатического равновесия. Тектонические перестройки земной коры и верхней мантии представляют собой результат действия физико-химических процессов, интенсивность которых повышается в период возбуждения верхней мантии и которые приводят к преобразованиям пород с изменением плотности и массы отдельных блоков, к возникновению и исчезновению астеносферных слоев или изменению их мощности, и стремления преобразуемых структур к устойчивому положению и изостатическому равновесию в новых физико-геологических условиях. Именно потому, что все многообразие проявлений различных физико-химических преобразований в пространстве и времени является следствием одной причины — гравитационной дифференциации вещества, происходящей в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных блоков к изостатическому равновесию, — наблюдаются общие закономерности распределения пород различной плотности в разных типах глубинных структур.

2. Изостатическое равновесие устанавливается на некотором слое (слоях) ослабленной вязкости, как расположенном в верхней мантии (астеносфера), так и возникающем в определенные периоды в земной коре (толщи и линзы расплавленных или квазипластичных внедряющихся магматических или метаморфизируемых образований, отдельные зоны глубокого метаморфизма пород) при приобретении последней квазипластичности.

3. Раздел М не может быть той поверхностью, на которой осуществляется изостатическое выравнивание блоков земной коры, так как он не является и никогда не был кровлей слоя пониженной вязкости.

4. Физико-химические процессы (трансмагматические растворы, зонная плавка, проникновение газовых струй и флюидов, магматизм различного состава, прогрессивный и регрессивный метаморфизм и др.) так преобразуют земную кору и зону перехода к верхней мантии, что там устанавливается градиентно-слоистое нарастание плотности с глубиной. Эта закономерность индивидуальна для различных структур и отдельных блоков; возможно образование тел с инверсией плотности.

5. На первых этапах периода возбуждения верхней мантии блоки литосферы испытывают разогрев и пополняются дифференциатами главным образом основного и ультраосновного состава. Дальнейшая эволюция физико-химических процессов может приводить к обогащению верхней части земной коры породами кислого и среднего состава при увеличении доли ультраосновных пород, их гранатизации, а также «эклогитизации» в низах коры и зонах перехода к верхней мантии.

6. Поскольку все физико-химические преобразования могут осуществляться только в достаточно широких интервалах глубин, в земной коре нет условий для образования резких контрастных глобальных плотностных границ; переход к верхней мантии также охватывает зону некоторой мощности. Отдельные плотностные контрасты могут существовать как локальные проявления общей тенденции градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной.

7. Любые границы первого или второго рода, включая раздел М, под влиянием различных физико-химических процессов в период эволюции структур литосферы могут изменять свое положение и характер.

8. Совокупность результатов гравитационного моделирования различных типов глубинных структур, а также данных о возможных физико-химических преобразованиях в земной коре и верхах мантии и условиях изостатического уравнивания позволяет наметить следующие основные этапы преобразований земной коры и верхов мантии:

а) образование сводовых поднятий, характерных для районов тектонической активизации и рифтогенеза, объясняется в первую очередь воздействием на блоки литосферы разогрева астеносферы, верхов мантии и низов коры при сохранении общего изостатического равновесия. Дальнейшие воздействия дериватов глубинной дифференциации вещества приводят к образованию тел коро-мантийной смеси, нарушению сплошности свода, проявлению магматизма основного состава, изменению массы и геометрии отдельных блоков с нарушением изостатического равновесия. В результате образуются грабены, рифтовые долины и т. д. После поднятия верхняя часть свода денудирована, и при остывании глубинных зон литосферы вследствие сокращения объема пород здесь могут возникать мелкие впадины;

б) образование глубоких впадин, как показывает гравитационное моделирование, всегда сопровождается сокращением мощности консолидированной коры и большей частью повышением плотности последней при редуцировании ее верхней части и подъеме раздела М. Эти особенности объясняются интенсивным воздействием на земную кору возбужденной мантии в обстановке растяжения с широким проявлением основного магматизма, приводящим к сокращению мощности консолидированной коры при ее относительном утяжелении и опусканию таких блоков. В предельном случае не исключена полная переработка таких блоков с опусканием их поверхности ниже уровня слоя пониженной вязкости (астеносферы?), существующего в эти периоды достаточно близко к поверхности фундамента, и полная ассимиляция таких блоков в этом слое.

В то же время указанный механизм предполагает возможность физико-химических преобразований в литосфере ниже раздела М, приводящих к утяжелению блока и его погружению в астеносферу с образованием впадины на поверхности фундамента без сокращения мощности консолидированной коры. На континентах такие впадины

пока не выявлены. Возможно, что именно так образовались глубокие желоба в коре океанического типа;

в) глубокое опускание блоков земной коры в область высоких термодинамических условий, что неизбежно приводит к преобразованию погруженных пород земной коры с выносом более легких образований (щелочей, флюидов, некогерентных элементов и др.) в верхнюю часть земной коры, к утяжелению преобразуемого вещества. Погружение блока с прогибом кровли астеносферы и развитие в верхней части коры процессов регрессивного метаморфизма приводят в условиях сжатия и увеличения объема пород к инверсионным движениям поверхности фундамента;

г) развитие этих процессов регрессивного метаморфизма и активизация поступления в земную кору трансмагматических растворов, летучих и т. д. в обстановке сжатия приводят к развитию магматизма кислого и среднего состава, существенной переработке земной коры и особенно ее верхней части по наиболее проницаемым зонам, расчленению на отдельные блоки, общему облегчению и нарушению изостатического равновесия отдельных из них, к образованию в конечном счете системы горных хребтов и прогибов при общем воздымании регионов, увеличению мощности зоны перехода к верхней мантии и образованию корней гор. Гравитационное моделирование орогенических областей выявило именно такие особенности глубинных структур.

Очевидно, что описанные этапы преобразования земной коры и верхов мантии не являются разорванными во времени, но могут приостановиться в своем развитии на любой стадии процесса. В целом же для земной коры континентального типа характерно многократное воздействие периодического возбуждения верхней мантии.

9. В процессе радиальной гравитационной дифференциации вещества, образования, исчезновения и перемещения кровли астеносферных слоев наряду с вертикальными движениями возможны горизонтальные и наклонные перемещения как пластичного вещества, так и отдельных жестких блоков, в том числе и повороты последних.

10. Отмеченные этапы преобразования литосферы позволяют подойти к объяснению отдельных выявленных особенностей плотностных моделей земной коры континентального типа:

а) наибольшей плотностной дифференциацией характеризуется верхняя часть консолидированной коры, в глубоких зонах гораздо большая вероятность гомогенизации, интегрирования отдельных неоднородностей;

б) вследствие низких термодинамических условий в приповерхностных частях земной коры активные процессы регрессивного метаморфизма затухают и в обстановке сжатия препятствуют движению вверх гранитоидов. Тем самым создается благоприятная обстановка для образования слоев с инверсией плотности на некоторой глубине от поверхности. Проникновение в самые верхние

части земной коры наиболее лейкократовых разностей гранитоидов в первую очередь возможно в зонах повышенной проницаемости (например, в зонах выноса летучих компонентов по глубинным разломам);

в) глубинные структуры различного генезиса отличаются не только структурными различиями, но и особенностями распределения плотности. Таким образом, для земной коры континентального типа характерными являются неоднородности распределения плотности как по вертикали (включая зону перехода к верхней мантии), так и по латерали, что необходимо учитывать при любых методах интерпретации гравитационного поля;

г) после завершения активных процессов преобразования структур земной коры все они стремятся к выравниванию своей поверхности. С учетом действия сил изостазии это приводит в горных системах к итерационному продолжению воздымания всего блока при денудации его поверхности и редуцировании корней, а во впадинах — к продолжению итерационного опускания блока по мере накопления осадков. После завершения изостатического выравнивания блоков вследствие действия сил сцепления в литосфере можно ожидать, что блоки с пониженной плотностью земной коры будут оставаться длительное время несколько приподнятыми, а блоки с утяжеленной земной корой — относительно слегка опущенными;

д) поскольку на континентах неоднократно происходили преобразования верхов мантии с выносом более легких дифференциатов в земную кору, здесь можно предполагать большую плотность верхней мантии, чем под океанами;

е) на континентах в пределах платформ и щитов нельзя ожидать выходов на поверхность сплошной толщи «базальтового» слоя, так как такой блок был бы изостатически неуравновешен и должен обязательно погрузиться. В верхней части земной коры могут быть только отдельные тела основного (и ультраосновного) состава. Аналогично, очевидно, на океаническом дне нельзя встретить обширных блоков кислых пород. Если бы они существовали, то должны были бы выходить на дневную поверхность, что и наблюдается, например, на Сейшельских островах.

11. Изучение сложных структур земной коры и верхней мантии с помощью поля силы тяжести в условиях градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной при латеральной и вертикальной плотностной неоднородности наиболее успешно можно проводить с помощью итерационного моделирования градиентно-слоистых сред. Необходимо развитие комплексирования плотностных моделей с другими геофизическими моделями на пути создания комплексных геофизических, а затем петролого-геофизических моделей среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые выполнены обобщение и статистическая обработка не отдельных коллекций, а совокупности 2180 определений для образцов различных типов пород из разных регионов мира при высоких давлениях. Показано, что хотя диапазоны изменения v , и ρ при перекрывании у разных пород широкие, наблюдается четкое стремление к корреляционной зависимости $\rho = a + bv$. В то же время для отдельных образцов пород проявляется и другая тенденция — возрастание ρ при незначительном увеличении или даже снижении v , что свидетельствует о «металлизации» этих образцов. При наиболее полно изученных параметрах (ρ_0 при $P = 0,1$ МПа, v_x при 100, 400, 1000 и 1500 МПа, $T = 20^\circ$ С) получены регрессии $\rho_0 = a + bv_x$. Коэффициенты b этих регрессий при разных давлениях оказались близкими. Определены и поправки для изменения плотности при возрастании давления. Это позволило использовать зависимость $\rho_0 = 0,7269 + 0,3208 v_{400}$ для определения ρ_x при различных $P = x$ по впервые полученной номограмме.

2. Впервые получены регрессии для разных типов пород консолидированной земной коры как для всех изученных образцов, так и по отдельным регионам, а также для всех типов пород по конкретным регионам. Коэффициенты b всех регрессий для типов пород оказались меньше, чем у b общей зависимости, являющейся линией, около которой группируются средние параметры отдельных типов пород, как бы смещаясь вдоль нее по мере увеличения основности пород и степени их метаморфизма. Весьма близки к общей зависимости оказались регрессии для всех пород Казахстана, Северной Америки, Балтийского щита; очень незначительно смещены средние параметры влево от общей зависимости для Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, более существенное смещение влево наблюдается для орогенических областей Кавказа и Альп. Для регионов, тяготеющих к Тихому океану, наблюдается существенное смещение средних параметров вправо. Такое же смещение наблюдается и для образцов, отобранных со дна океана.

3. Использование полученных общих регрессий позволяет определять значения ρ по v скоростных разрезов, используя материалы сейсмометрии с точностью $\pm (0,05—0,10)$ г/см³, особенно при введении поправок, учитывающих особенности вещественного сос-

тава и типа региона. На основании анализа распределения средних параметров разных типов пород в различных регионах предложено единую линейную зависимость заменить кусочно-линейной, раздваивающейся в области высоких параметров с учетом существования плотностного барьера ($3,40 \text{ г/см}^3$) для ультраосновных пород. Показано, что выбор плотности пород верхней мантии менее $3,35 \text{ г/см}^3$ противоречит экспериментальным данным (наиболее вероятно плотность $3,40 \text{ г/см}^3$) и что неоднозначность решения структурных задач в гравиметрии не позволяет определять зависимость $\Delta\rho = f(\Delta v)$ по результатам моделирования в гравитационном поле глубинных структур, выявляемых по данным ГСЗ.

Анализ влияния температуры свидетельствует, что для разогретых блоков низов коры и верхов мантии при использовании зависимости $\rho = f(v)$ значения ρ нужно выбирать немного (до первых сотых грамма на сантиметр кубический) выше, чем при идентичных давлениях в более холодных блоках и приповерхностных условиях.

4. Проведен анализ параметров сейсмических моделей земной коры и верхней мантии с позиций использования их при гравитационном моделировании. Показана необходимость привлечения не только разрезов в виде границ, но и распределений скоростей по разрезам, учета неоднозначности определения ряда сейсмических параметров и эквивалентности различных моделей. С учетом современных представлений о скоростной характеристике блоков земной коры и зоны перехода к верхней мантии и данных о постепенном увеличении ρ и v при повышении основности и степени метаморфизма пород предложено использовать градиентно-слоистые модели с плотностными параметрами, согласованными с сейсмическими.

5. Исследованы трудности при построении плотностных моделей, вытекающие из неединственности и неустойчивости решения обратных задач гравиметрии, особенно при изучении глубинных структур. Поскольку задачей исследований является изучение не отдельных возмущающих объектов, а закономерной совокупности различных петрографических образований всей изучаемой среды, предлагается проводить интерпретацию всего наблюдаемого поля без формального разделения на региональную и локальную составляющие с помощью метода подбора, при привлечении корреляционных, статистических зависимостей и трансформаций наблюдаемого поля. Показано, что ошибки при интерпретации могут быть обусловлены формальной заменой эффекта глубинных объектов фиктивными приповерхностными телами или обширных приповерхностных структур — глубинными. Выяснено, что замена при моделировании трехмерных структур двухмерными может изменять реальный аномальный эффект в несколько раз. Важно также учитывать неоднородности глубинного строения смежных территорий.

6. Исследовано влияние замены ранее применяемой контактной (с постоянными ρ «гранитного» и «базальтового» слоев) градиентно-слоистой моделью земной коры и показано, что амплитудный эффект над контрастными структурами на несколько

десятков миллигал больше при контактном распределении плотности.

Аналитически и с помощью численного моделирования изучена разрешающая способность гравиметрии при исследовании группы объектов, расположенных на некоторой глубине, и найдены критерии определения расстояния между отдельными объектами в зависимости от размеров объектов и глубины их залегания, когда исчезает дифференцированность поля над отдельными телами. С этой целью составлен ряд таблиц и номограмм.

7. Проведен анализ различных подходов к построению плотностных моделей земной коры и верхней мантии и показано, что наблюдается четкая тенденция к наиболее полному учету различной априорной геологической, геофизической и петрологической информации при усложнении рассчитываемых моделей. Разработаны методика и технология итерационного моделирования всей изучаемой среды, которая в общем случае неоднородна и включает совокупность различных взаимосвязанных трехмерных объектов, расположенных на разных структурных этажах земной коры и зоны перехода к верхней мантии при градиентно-слоистом изменении плотности. Выделены взаимоувязанные этапы процесса интерпретации, реализуемого в трехмерном варианте с помощью системы «человек — ЭВМ». Соединение анализа и синтеза, учет различной априорной информации, многовариантный счет позволяют создавать наиболее вероятные модели. На всех этапах расчеты ведутся при полном контроле интерпретатора, решение находится в рамках выбранной модели геологической среды. Разработанная методика позволяет реализовывать любые известные подходы к моделированию, т. е. является универсальной. Она может использоваться при создании единого сейсмогравитационного метода изучения глубинных структур, при комплексировании и итерационном сближении гравитационной, сейсмической, тепловой, магнитной и других моделей.

8. Подчеркнута большая роль неформализованного анализа при интерпретации геофизических материалов и показано, что без использования модельных представлений о глубинном строении изучаемой среды и априорной количественной информации о распределении плотности создание обоснованных плотностных моделей невозможно. В связи с этим важным является выбор первого приближения модели среды, для чего целесообразно использование результатов других подходов к интерпретации, в том числе методических разработок, таблиц и номограмм результатов исследований автора при изучении Украинского щита и других регионов.

9. По разработанной методике и технологии итерационного моделирования градиентно-слоистых трехмерных сред с использованием зависимости $\rho = f(v)$, априорной геолого-геофизической информации и методических разработок по выбору параметров модели среды составлены плотностные модели по ряду пересекающихся профилей ГСЗ на Украине и смежных регионах, в Прикамье, на Кавказе и Индийском щите, а также модели ряда детальных структур.

При этом достигнуты не только совпадение расчетных и наблюдаемых полей, но и хорошая согласованность геологической и геофизической информации, выявлена высокая эффективность гравитационного моделирования структур верхней части земной коры, получены новые результаты о глубинном строении отдельных регионов.

10. Проведен анализ и рассмотрены основные закономерности плотностных моделей различных тектонических структур континентального типа в разных регионах мира, многие из которых выявлены впервые. Они сводятся к следующему: а) земная кора, в том числе и зона перехода к верхней мантии, характеризуется градиентно-слоистым нарастанием плотности с глубиной (наибольшей дифференцированностью отличается верхняя часть коры); б) плотностные модели крупных тектонических структур хорошо удовлетворяют требованиям изостатической компенсации, которая осуществляется за счет как изменения мощности коры и зоны перехода к верхней мантии, так и изменения плотности; в) для платформенных областей, особенно щитов и антеклиз, характерны увеличение мощности земной коры и уменьшение ее средней плотности. Прогибам и впадинам всегда соответствуют сокращение мощности консолидированной коры, а также часто уплотнение ее и подъем раздела М. Сводовые поднятия рифтогенных структур и областей тектонической активизации также характеризуются меньшей мощностью консолидированной коры, но здесь часто отмечаются наличие «коро-мантийной» смеси, подъем астеносферы, приуроченность грабеновых структур и отдельных магматических тел к средней части сводов. Для орогенных сооружений характерны погружение раздела М и снижение средней плотности коры, причем часто отмечаются закономерное смещение «корней» гор относительно самых высоких вершин и расположение их под блоками самых плотных пород. В областях древних геосинклинальных структур также наблюдается погружение подошвы коры или увеличение мощности зоны перехода к верхней мантии под блоками с наиболее плотными на поверхности породами; г) наибольшая плотностная дифференциация наблюдается в геосинклинальных зонах, наименьшая — в платформенных; д) выделение разрывных нарушений вызывает значительные затруднения, но при больших перемещениях пород разной плотности получены положительные результаты выделения вертикальных и наклонных разломов.

11. Рассмотрение закономерностей плотностных моделей континентальных структур различных типов свидетельствует, что на образование и развитие последних решающее влияние оказывают физико-химические преобразования, происходящие под действием процессов гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных структур и их совокупностей к состоянию изостатического равновесия. Тектонические перестройки земной коры и верхней мантии являются результатом действия интенсифицируемых в периоды возбуждения верхней мантии физико-химических процессов, приводящих с помощью теплопереноса к преобразованиям пород с изменением их плотности

и массы в пределах отдельных блоков. Изостатическое равновесие устанавливается на некотором слое (слоях) пониженной вязкости как в верхней мантии (астеносфера), так и в земной коре (возникающем в определенные периоды); раздел М не может быть поверхностью такого слоя. Физико-химические процессы так преобразуют земную кору и зону перехода к верхней мантии, что там устанавливается градиентно-слоистое нарастание плотности с глубиной без резких контрастных плотностных границ глобального распространения, при этом любые границы (включая раздел М) изменяют свое положение и структуру в процессе эволюции глубинных структур. Намечена схема основных этапов преобразования земной коры и верхов мантии для разных типов структур — сводовых поднятий, впадин, геосинклиналей, орогенических систем, платформ и щитов. При этом в процессе радиальной гравитационной дифференциации вещества наряду с вертикальными движениями возможны горизонтальные, наклонные перемещения как пластичного вещества, так и отдельных жестких блоков, в том числе и повороты последних. Получено объяснение наибольшей плотностной дифференцированности верхней части консолидированной коры, образованию слоев инверсии плотности, приподнятому положению поверхности блоков, претерпевших наибольшую плотностную дифференциацию (щитов и антеклиз), отсутствие выхода на дневную поверхность на щитах и платформах сплошных толщ «базальтового» слоя и др.

Таким образом, по-новому решается фундаментальная проблема создания плотностных моделей земной коры и верхней мантии, имеющая важное значение для установления закономерностей образования и размещения глубинных месторождений.

Дальнейшее совершенствование гравитационного моделирования целесообразно проводить с перспективой создания комплексных геолого-геофизических моделей вещественного состава глубинных структур земной коры и верхней мантии. Перспективными при этом представляются исследования в следующих направлениях: унификация принципиальных представлений об изучаемой среде, использование однотипной достоверной априорной геолого-геофизической информации; совершенствование методики и технологии итерационного моделирования и использование на определенных этапах интерпретации автоматизированных систем; разработка методики и программ для ЭВМ комплексной интерпретации гравитационных, сейсмических, термометрических, магнитометрических материалов; уточнение зависимости $\rho = f(v_p)$ в разных регионах по мере расширения экспериментальных исследований, использование зависимостей $\rho = f(v_s)$; изучение связи плотности с другими геофизическими параметрами и вещественным составом пород земной коры и верхов мантии; дальнейшая типизация плотностных моделей геотектонических структур континентального типа, выявление общих закономерностей и изучение отражения в плотностных моделях истории развития разных регионов; расширение гравитационного моделирования при изучении структур океанического типа.

1. *Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли.— Л.: Недра, 1978.— 375 с.
2. *Авчян Г. М.* Физические свойства осадочных горных пород при высоких давлениях и температурах.— М.: Недра, 1972.— 144 с.
3. *Александров В. И., Конценебин Ю. П.* О некоторых особенностях строения Прикаспийской впадины по гравиметрическим данным.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 180—181.
4. *Александров К. С., Рыжова Т. В., Беликов Б. П.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород.— М.: Наука, 1970.— 276 с.
5. *Алексеев А. С., Рябой В. З.* Модель строения верхней мантии по объемным сейсмическим волнам.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 67—82.
6. *Алексидзе М. А., Картвелишвили К. М.* Нормальная формула силы тяжести для региональной геологической интерпретации гравиметрических данных.— Сообщ. АН ГССР, 1975, 79, вып. 3, с. 593—596.
7. *Алексидзе М. А., Картвелишвили К. М.* Плотностные модели Земли. Нормальное гравитационное поле, обусловленное моделью Земли концентрических эллипсоидальных слоев.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 15—20.
8. *Андреев А. П., Колчина Г. И.* Роль трансформаций гравитационного поля при изучении глубинных границ раздела плотностей в Прикаспийской впадине.— Развед. геофизика, 1976, вып. 72, с. 113—119.
9. *Андреев Б. А.* Геофизические методы в региональной структурной геологии.— М.: Недра, 1965.— 324 с.
10. *Андреев Б. А., Клушин И. Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий.— Л.: Гостоптехиздат, 1962.— 495 с.
11. *Аргентов В. В., Портнягина П. В.* Плотностные модели земной коры Приморья.— Геофиз. сб., 1974, № 5, с. 132—138 (Тр. АН СССР. Сахал. комплекс, НИИ; Вып. 37).
12. *Аронов В. И., Невельская Э. Я., Самарин В. С.* Автоматизированная система поисковой и статистической обработки геологической информации на ЭВМ.— М., 1972.— 56 с. (Обзор / ВИЭМ. Сер. Мат. методы исслед. в геологии).
13. *Артемов М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования.— М.: Наука, 1966.— 138 с.
14. *Артемов М. Е.* Изостазия территории СССР.— М.: Наука, 1975.— 215 с.
15. *Артемов М. Е.* Изостазия.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 28—32.
16. *Артемов М. Е., Артиюшков Е. В.* Изостазия и тектоника.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 41—56.
17. *Артемов М. Е., Артиюшков Е. В.* О происхождении рифтовых впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.
18. *Артемов М. Е., Голиэдра Г. Я.* Отражение изостатического равновесия в моделях земной коры и верхней мантии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 223—228.

19. *Артемьев М. Е., Красовский С. С., Павленкова Н. И.* Главные особенности гравитационной модели земной коры.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 215—223.
20. *Артюшков Е. В.* Об установлении изостатического равновесия земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 1, с. 3—16.
21. *Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 9, с. 3—17.
22. *Артюшков Е. В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5, с. 18—30.
23. *Архангельский А. Д., Федьинский В. В.* Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1, с. 3—33.
24. *Бабинец В. А.* Глубинное строение юго-западной части Украинского щита по профилю Голованевск — Винница.— Геофиз. сб./АН УССР, 1976, вып. 69, с. 64—70.
25. *Бабюшка В.* Упругие свойства ультраосновных ксенолитов при давлении до 10 кбар.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 6, с. 22—23.
26. *Балавадзе Б. К.* Гравитационное поле и строение земной коры Грузии.— Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1957.— 126 с.
27. *Балавадзе Б. К.* К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 2, с. 75—83.
28. *Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш.* Плотности горных пород территории Большого Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН ГССР, 1963, 22, с. 153—170.
29. *Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш., Миндели П. Ш.* Гравитационная модель земной коры Кавказа и акватории Каспийского моря.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 149—158.
30. *Балакишиев Ш. А., Волярович М. П., Салехли Т. М.* Скорости продольных волн при высоких давлениях в образцах изверженных пород Азербайджана.— Геофиз. сб./АН УССР, 1971, вып. 42, с. 24—31.
31. *Баранов Б. В., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш.* Упругие свойства гранатосодержащих пород Приполярного Урала при высоких давлениях.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 66—67.
32. *Баскина В. А.* Ультраосновные вулканические породы.— Геология и геофизика, 1975, 8, с. 3—19.
33. *Баюк Е. И.* Об анизотропии скорости упругих волн в горных породах при высоких давлениях.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 68—70.
34. *Баюк Е. И.* Об упругих характеристиках при высоких давлениях минералов — возможных представителях верхней мантии.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 163—168.
35. *Баюк Е. И., Волярович М. П., Скворцова Л. С.* Скорость упругих волн при высоких давлениях в изверженных и метаморфических породах различных регионов.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 127—137.
36. *Баюк Е. И., Бондаренко А. Т., Волярович М. П. и др.* Физические характеристики коренных пород дна и островов Индийского океана.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972, т. 1, с. 145—175.
37. *Баюк Е. И., Тедеев Р. В.* Скорость продольных волн в образцах горных пород при одновременном воздействии высоких давлений и температуры.— Изв. АН УССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 8, с. 63—70.
38. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков.— М.: Наука, 1966.— 122 с.
39. *Белоусов В. В.* Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 610—629.
40. *Белоусов В. В.* Геотектоника.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.— 334 с.

41. Белоусов В. В. Гравитационная неустойчивость и развитие структуры материков (попытка синтеза).— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 1, с. 53—64.
42. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978.— 232 с.
43. Беллевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР.— М.: Недра, 1974.— 280 с.
44. Беллевский Н. А. Корреляционные зависимости между аномалиями силы тяжести Буге, границами в земной коре и глубинами до поверхности Мохоровичича.— В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975, с. 5—33.
45. Беллевский Н. А., Борисов А. А., Федынский В. В. Глубинное строение земной коры СССР.— Природа, 1972, № 4, с. 32—43.
46. Березкин В. М., Михайлов И. Н. О корреляционной зависимости между плотностью горных пород и скоростью распространения упругих волн в них для центральных и восточных районов Русской платформы.— Геофиз. разведка, 1964, № 16, с. 83—91.
47. Берзон И. С., Вейцман П. С., Капустян Н. К. Опыт построения тонкослоистой модели области границы Мохоровичича.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 2, с. 25—36.
48. Берч Ф. Плотность и состав верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 27—50.
49. Болч Б., Хуань К. Дж. Многомерные статистические методы для экономики.— М.: Статистика, 1979.— 317 с.
50. Болюбах К. А. Некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных данных по профилю ГСЗ Шепетовка — Чернигов.— Геофиз. сб. / АН УССР, 1976, вып. 69, с. 87—91.
51. Бондарчук В. Г. Очерки по региональной тектоорогении.— Киев: Наук. думка, 1972.— 260 с.
52. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным.— М.: Недра, 1967.— 303 с.
53. Борисов А. А., Успенский Д. Г. Гравиметрический метод изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975, вып. 2, с. 110—140.
54. Ботт М. Внутреннее строение Земли.— М.: Мир, 1974.— 373 с.
55. Булах Е. Г. Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 2, с. 99—101.
56. Булах Е. Г., Левашов С. П. Об интерпретации сложных гравитационных аномалий.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 2, с. 99—101.
57. Булах Е. Г., Маркова М. Н. Использование автоматизированной системы для интерпретации гравитационных полей.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 68—70.
58. Булах Е. Г., Ржаницын В. А., Маркова М. Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки.— Киев: Наук. думка, 1976.— 219 с.
59. Булах Е. Г., Ржаницын В. А., Скопиченко М. Ф. Модель глубинной геологической структуры западного склона Украинского щита.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 108—116.
60. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Плотностная модель литосферы Карпат.— В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1977, с. 105—113.
61. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Плотностные модели при комплексном анализе физических полей геосинклинальных регионов юго-запада СССР.— В кн.: Некоторые вопросы геологической интерпретации гравитационных аномалий. Ин-т физики Земли АН СССР, М., 1978, с. 51—59. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 1370—78 Деп.
62. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Плотностная модель литосферы Восточных Карпат по данным комплекса геофизических методов.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 106—108.
63. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Павленкова Н. И. Комплексная геофизиче-

- ская модель юга Европейской части СССР.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 137—149.
64. Бурьянов В. Б., Павленкова Н. И. О строении земной коры Горного Крыма.— Сов. геология, 1974, № 7, с. 112—119.
 65. Васильев Ю. Р. Проблема ультраосновных расплавов.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 19—26.
 66. Ващилов Ю. Я. Глубинная структура северо-востока СССР по гравиметрическим данным.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 209—214.
 67. Ващилов Ю. Я., Гайнанов А. Г. Плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии.— В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1972, с. 44—52.
 68. Вейцман П. С., Галкин И. Н., Старишинова Е. А. О типах скоростных моделей коры Земли.— В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974, с. 67—74.
 69. Велицкий В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования.— Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 3—18.
 70. Винник Л. П., Давыдова Н. И., Косминская И. П. Строение тектоносферы по сейсмическим данным.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, с. 179—219.
 71. Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли.— Геохимия, 1965, № 7, с. 779—791.
 72. Витте Л. В., Ремпель Г. Г. Строение земной коры Алданского щита (по результатам геологического моделирования гравитационных аномалий).— Геология и геофизика, 1977, № 6, с. 116—124.
 73. Витте Л. В., Фотиади Э. Э. Некоторые вопросы эволюции земной коры до-рифейских платформ.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 84—93.
 74. Влияние тектонического фактора на петрофизические свойства гипербазитов Воронежского кристаллического массива/ Баюк Е. М., Воларович М. П., Тарков А. П., Элевич В. Я.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 144—152.
 75. Воларович М. П., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш. Исследование скорости и поглощения продольных волн в горных породах и минералах при давлениях до 15 кб и температурах до 600° С.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 7, с. 82—90.
 76. Воларович М. П., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш. Изучение скорости продольных волн и их поглощения в горных породах и минералах в установке высокого давления с внутренним обогревом.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 8—18.
 77. Воларович М. П., Қиреенкова С. М., Баюк Е. И. Исследование скоростей продольных волн и плотности эклогитов при давлениях до 17 кб.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7, с. 48—56.
 78. Воларович М. П., Курскеев А. К. Геолого-геофизические приложения данных о физических свойствах горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах (на примере Казахстана).— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 258—259.
 79. Воларович М. П., Левыкин А. И., Галдин Н. Е. Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 20 000 кг/см².— Докл. АН СССР, 1964, 157, № 6, с. 127—130.
 80. Воларович М. П., Левыкин А. И., Скорикова И. Ф. Упругие свойства горных пород земной коры Приморья в условиях высоких давлений до 20 000 кг/см².— Геофиз. сб., 1970, № 2, с. 29—35. (Тр. АН СССР: Сахал. комплекс. НИИ; Вып. 24).
 81. Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР.— М.: Недра, 1973.— 208 с.
 82. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования.— М.: Сов. радио, 1975.— 268 с.

83. *Вольвовский И. С., Краснопевцева Г. В., Разинкова М. И.* Оценка сопоставимости теоретического и экспериментального волновых полей для некоторых моделей земной коры Европейской части СССР.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев : Наук. думка, 1977, с. 291—302.
84. *Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И.* Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— Сов. геология, 1962, № 1, с. 156—160.
85. *Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И.* О природе региональных гравитационных аномалий Бухаро-Хивинской провинции и сопредельных районов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 5, с. 644—651.
86. *Вуллард Дж. П.* Региональные аномалии силы тяжести.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М. : Мир, 1972, с. 264—289.
87. *Вуллард Дж. П.* Стандартизация измерений силы тяжести.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М. : Мир, 1972, с. 240—250.
88. *Гайманов А. Г.* Гравитационные аномалии океанов и их связь с глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Геофизические поля твердой оболочки Земли. М. : Сов. радио, 1976, с. 20—38.
89. *Галдин Н. Е.* Влияние высокого давления на скорость продольных волн в гнейсах и кристаллических сланцах северо-западной части Кольского полуострова.— Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1966, № 37, с. 98—117.
90. *Галдин Н. Е.* Исследование упругих свойств горных пород Печенгского района Кольского полуострова при высоких давлениях в связи с его глубинным строением.— Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1966, № 37, с. 68—97.
91. *Галдин Н. Е.* Изучение скоростей упругих волн при высоких давлениях в образцах горных пород, отобранных вдоль регионального профиля ГСЗ на Кольском полуострове.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М. : Наука, 1968, с. 133—139.
92. *Галдин Н. Е.* Об относительных изменениях упругих характеристик горных пород и минералов с давлением.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М. : Наука, 1970, с. 224—234.
93. *Галдин Н. Е.* Анизотропия скоростей упругих волн в ультраосновных породах Кольского полуострова.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М. : Наука, 1971, с. 179—188.
94. *Галдин Н. Е.* Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М. : Наука, 1971, с. 78—101.
95. *Гейшерик Г. М., Красовский С. С.* Обобщенная формула связи между плотностью и скоростью распространения упругих волн для осадочных пород.— В кн.: Латеральная изменчивость состава и физических свойств отложений и ее отражение в геофизических полях при поисках нефти и газа. Пермь : ВНИГНИ, 1978, с. 87—88.
96. *Геншафт Ю. С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии.— М. : Наука, 1977.— 207 с.
97. *Геншафт Ю. С., Шейнманн Ю. М.* Значение гранитизации в современных моделях верхней мантии.— Сов. геология, 1972, № 11, с. 86—92.
98. *Геофизические данные о строении земной коры юга Сибири.*— В кн.: Геофизические исследования земной коры / Гришин М. П., Крылов С. В., Морсин П. И. и др. М. : Недра, 1976, с. 35—42.
99. *Геофизические поля и глубинное строение земной коры Тихого океана / Гайманов А. Г., Городницкий А. М., Красный Л. И. и др.*— В кн.: Геофизические исследования земной коры. Междунар. геол. конгр., XXV сессия, докл. сов. геологов. М. : Недра, 1976, с. 9—18.
100. *Гервер М. Л., Кейлис-Борок В. И., Колесников Ю. А. и др.* Проблемы глобальной вычислительной геофизики.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 10, с. 33—45.
101. *Гизе П.* Распределение скорости в основании коры.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев : Наук. думка, 1977, с. 222—227.
102. *Гинтов О. Б.* О геологической природе Голованевского гравитационного

- максимума Украинского щита.— В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине. Киев : Наук. думка, 1972, с. 74—84.
103. Гинтов О. Б. О трех зонах земной коры Украинского щита и принципе «выше или ниже главной зоны гравитации». — Геол. журн., 1973, 33, вып. 4, с. 92—99.
 104. Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. — Киев : Наук. думка, 1978. — 164 с.
 105. Глубинные сейсмические исследования Индийского щита / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов и др. — Геофиз. журн., 1979, № 1, с. 3—18.
 106. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального разлома Черного моря — Воронежский массив / Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. Б., Хилинский Л. А. — Геофиз. сб., 1966, вып. 15, с. 46—58.
 107. Глубинное строение земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена / Соллогуб В. Г., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. и др. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев : Наук. думка, 1978, с. 158—169.
 108. Глубинное строение Украинского щита и некоторые особенности его металлогении / Шмидт А. О., Титов Б. К., Бурьянов В. Б., Топоркова Н. Г. — В кн.: Металлогения докембрия: Тр. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия: Тр. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Л. : Недра, 1976, т. 2, с. 108—110.
 109. Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным / Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. и др. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев : Наук. думка, 1974, с. 42—52.
 110. Глушков В. М., Броневецкий В. И., Девялло А. М. и др. Человек и вычислительная техника. — Киев : Наук. думка, 1971. — 294 с.
 111. Голиздра Г. Я. Принцип «выметания» масс в интерпретации регионального гравитационного поля. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1972, № 1, с. 31—33.
 112. Голиздра Г. Я. Об изостатическом равновесии земной коры Украинского щита. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 10, с. 44—45.
 113. Голиздра Г. Я. О модели земной коры при интерпретации регионального гравитационного поля Украинского щита. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1972, № 6, с. 521—523.
 114. Голиздра Г. Я. Методика интерпретации геофизических исследований глубинного строения Украины. — Геофиз. сб./АН УССР, 1974, вып. 61, с. 43—48.
 115. Голиздра Г. Я. Вычисление гравитационного поля слоистой среды аппроксимационным методом. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 8, с. 682—685.
 116. Голиздра Г. Я. Основные задачи комплексной интерпретации гравитационного и сейсмического методов. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев : Наук. думка, 1979, с. 85—90.
 117. Голиздра Г. Я. Особенности гравитационных моделей земной коры Украинского щита и Донбасса. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев : Наук. думка, 1979, с. 124—132.
 118. Голиздра Г. Я. Решение прямой задачи гравиметрии. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев : Наук. думка, 1979, с. 63—67.
 119. Голдшмидт В. И. Об использовании гравитационного поля для построения поверхности Мохоровичича. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, 1973, с. 236—243.
 120. Гольцман Ф. М. Статистическая теория интерпретации геофизических полей. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 1, с. 49—53.
 121. Гравитационная модель земной коры и верхней мантии Воронежского кристаллического массива / Надежка Л. И., Афанасьев Н. С., Дубянская А. И., Красовицкая Р. Ш. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев : Наук. думка, 1979, с. 161—168.
 122. Гравитационная модель земной коры северо-восточной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции / Кассин Г. Г., Маловичко А. А., Новоселицкий В. М. и др. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев : Наук. думка, 1979, с. 168—175.

123. *Гравитационное моделирование глубинных структур по профилю ГСЗ Синельниково* — Чугуев / Красовский С. С., Койфман Л. И., Кореневич К. А., Куприенко П. Я. — В кн.: Некоторые вопросы геологической интерпретации гравитационных аномалий. Ин-т физики Земли АН СССР, М., 1978, с. 119—136. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 1370—78 Деп.
124. *Гравитационные модели земной коры Казахстана* / Гольдшмидт В. И., Андреев А. П., Антоненко А. Н. и др. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 181—188.
125. *Градиентно-слоистые плотности модели глубинных структур на Украинском щите и Днепровско-Донецкой впадине* / Красовский С. С., Койфман Л. И., Кореневич К. А., Куприенко П. Я. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 116—124.
126. *Грендо В. Б. Гравитационная модель земной коры центральной части Красноярского края.* — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 198—201.
127. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эглогит и применение результатов этого изучения в петрологии.* — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 9—77.
128. *Грушинский Н. П. Классическое нормальное гравитационное поле. Образование аномалий силы тяжести.* — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 9—15.
129. *Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным.* — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 127 с.
130. *Гутенберг Б. Физика земных недр.* — М.: Изд-во иностр. лит., 1963. — 264 с.
131. *Гутерман В. Г. Эволюция многофазно-слоистой тектоносферы.* — Киев: Наук. думка, 1977. — 155 с.
132. *Дабижка А. И., Мелихов В. Р. О слоисто-блоковом строении земной коры Московской синеклизы (по профилю Череповец — Меленки).* — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1975, № 4, с. 118—122.
133. *Давыдова Н. И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии.* — М.: Наука, 1977. — 163 с.
134. *Деменницкая Р. М. Кора и мантия Земли.* — М.: Недра, 1967. — 280 с.
135. *Детальные исследования земной коры Украинского щита и сопредельных геоструктур* / Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Бабинец В. А. и др. — Геофиз. сб. / АН УССР, 1979, вып. 87, с. 22—35.
136. *Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение.* — М.: Изд-во иностр. лит., 1960. — 486 с.
137. *Дибров В. Е., Юров Ю. Г. Общие закономерности тектоно-магматического развития и некоторые вопросы геологической интерпретации данных ГСЗ.* — В кн.: Глубинное строение восточной части Русской платформы. М.: Наука, 1977, с. 109—117.
138. *Добрецов Н. Л., Гравитационно-геохимическая дифференциация Земли.* — Геология и геофизика, 1977, № 4, с. 3—8.
139. *Добрецов Н. Л. Соотношение метаморфизма и анатексиса («гранитизации») с глубиной складчатостью и диапиризмом.* — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 471—475.
140. *Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Метаморфизм и его связь с другими геологическими явлениями.* — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 446—470.
141. *Дортман Н. Б. Петрофизика магматических формаций геосинклинального и внегеосинклинального этапов развития земной коры.* — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 64—72.
142. *Дортман Н. Б. Петрофизика формаций кристаллических пород.* — В кн.: Геофизические исследования при геологическом изучении территории СССР. Л., 1977, с. 41—48. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.; Т. 240).
143. *Дортман Н. Б., Магид М. Ш. Скорость упругих волн в кристаллических породах и ее зависимость от влажности.* — Докл. АН СССР, 1968, 179; № 1, с. 76—79.
144. *Драгашевич Т. Результаты комплексного исследования земной коры в Юго-*

- славин.— В кн.: Стрoение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 185—193.
145. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ.— М.: Недра, 1976.— 156 с.
 146. Егоркин А. В. О скоростной характеристике кристаллической части земной коры.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 32—44.
 147. Епинатьева А. М. Скорость распространения сейсмических волн в кристаллических и метаморфических породах.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 2, с. 93—106.
 148. Ефимова Г. А. Связь упругих и кристаллографических характеристик клинопироксенов при высоких давлениях.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 148—149.
 149. Жарков В. Н., Трубицын В. П., Самсоненко П. В. Физика Земли и планет.— М.: Наука, 1971.— 383 с.
 150. Жданов М. С., Шрайбман В. И. Корреляционный метод разделения геофизических аномалий.— М.: Недра, 1973.— 128 с.
 151. Зверев С. М. Тонкая структура верхней мантии некоторых участков Тихого океана по данным ГСЗ.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970, с. 74—82.
 152. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии.— М.: Наука, 1977.— 211 с.
 153. Земная кора и история развития Черноморской впадины.— М.: Наука, 1975.— 358 с.
 154. Земная кора основных тектонических структур запада СССР (по профилю Черное море — Красное море) / Беляевский Н. А., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. и др.— В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 48—58.
 155. Зиц А. Аэромагнитные исследования земной коры в США.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 340—350.
 156. Злавиных Л. З. Изучение строения земной коры по гравиметрическим данным.— Алма-Ата: Наука, 1974.— 120 с.
 157. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— М.: Недра, 1971.— 168 с.
 158. Зунунов Ф. Х. Земная кора Восточного и Южного Узбекистана.— Геофиз. сб./ АН УССР, 1976, вып. 72, с. 65—71.
 159. Изучение строения осадочного чехла севера Урало-Поволжья на основе гравитационного моделирования / Новоселицкий В. М., Губайдуллин М. Г., Койфман Л. И., Корневич К. А.— Геофиз. журн., 1979, I; № 2, с. 99—104.
 160. Исследование земной коры комплексом волновых полей (метод «Земля»)/ Барскова Л. П., Егоркина Г. В., Линькова Т. М. и др.— В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 106—111.
 161. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами / Под ред. К. Ф. Тяпкина.— М.: Недра, 1972.— 260 с.
 162. Интерпретация гравитационного поля методом подбора (итерационного моделирования) с помощью системы «человек — ЭВМ» / Старостенко В. И., Красовский С. С., Дядюра В. А., Козленко В. Г.— В кн.: Вопросы геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Ин-т физики Земли АН СССР. М., 1973, с. 31—42. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 6522—73 Деп.
 163. Исследование плотности горных пород Центрального Казахстана при высоких давлениях / Воларович М. П., Курскеев К. К., Левыкин А. И. и др.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 1, с. 46—51.
 164. Исследование скоростей упругих волн в базитах и ультрабазитах Армении при высоких давлениях / Асланян А. Т., Воларович М. П., Левыкин А. И. и др.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 2, с. 30—38.
 165. Исследование скорости продольных волн в образцах горных пород при высоких давлениях в связи с изучением глубинного строения Центрального Казахстана / Воларович М. П., Курскеев А. К., Томашевская И. С. и др.—

- В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 152—161.
166. *Исследование упругих свойств основных и ультраосновных пород Азербайджана в условиях высоких давлений* / Балакишиев Ш. А., Исмаил-заде А. Д., Мамедов М. Н., Сафаров И. Б.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 140—141.
 167. *Калыев Г. И.* Современные представления о составе и строении земной коры древних щитов.— В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976, с. 73—85.
 168. *Калыев Г. И., Крутиховська З. О., Жуков Г. В.* Тектоніка Українського щита.— К.: Наук. думка, 1972.— 300 с.
 169. *Каратаев Г. И.* Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Новосибирск: Наука, 1966.— 171 с.
 170. *Каратаев Г. И.* Статистические выводы о связи гравитационных аномалий с мощностью земной коры и корреляционная методика построения модели.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 53—63.
 171. *Каратаев Г. И., Павленкова Н. И.* Анализ и пути дальнейшего совершенствования методики построения гравитационных моделей земной коры и верхней мантии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 228—232.
 172. *Кармазин П. С.* Геологическая природа аномалии силы тяжести Нагольного кряжа.— В кн.: Новые данные о геофизических исследованиях на Украине. Киев: Наук. думка, 1974, с. 82—85.
 173. *Карпинская Н. Н.* Плотностные разрезы осадочных отложений Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев: Техніка, 1969, с. 82—89.
 174. *Карпинская Н. Н., Шмеккер М. Ш.* О геофизических исследованиях в Харьковской опорной скважине.— В кн.: Материалы по геологии и нефтегазодности Украины. М.: Недра, 1965, с. 123—131. (Тр. УкрНИГРИ; Т. 14).
 175. *Картвелишвили К. М.* Нормальная сила тяжести в пространстве и на поверхности уровня эллипсоида.— Сообщ. АН СССР, 1977, 87, вып. 3, с. 605—608.
 176. *Карус Е. В., Краснопевцева Г. В., Резанов И. А.* Использование динамики сейсмических волн для выяснения геологической природы сейсмических границ в земной коре.— В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 100—106.
 177. *Киреевкова С. М.* Плотность и сжимаемость эклогитов при высоких давлениях.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 152—162.
 178. *Киреевкова С. М., Болакишиев Ш. А., Сафаров И. Б.* Плотность и сжимаемость ряда глубинных пород при высоких давлениях.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 150—151.
 179. *Козленко В. Г.* Интерпретация методом моделирования данных КМПВ и гравиметрии в Днепровском грабене.— Геофиз. сб. / АН УССР, 1975, вып. 66, с. 37—47.
 180. *Козленко В. Г.* К построению гравитационной модели тектоносферы.— В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1977, с. 21—30.
 181. *Козленко В. Г.* Вопросы комплексной интерпретации геофизических данных.— В кн.: Некоторые вопросы геологической интерпретации аномалий. Ин-т физики Земли АН СССР. М., с. 74—79. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 1370—78 Деп.
 182. *Козленко В. Г., Старостенко В. И., Субботин С. И.* Гравиметрические исследования строения земной коры и верхней мантии.— В кн.: Субботин С. И. Избранные труды. Киев: Наук. думка, 1979, с. 37—129.
 183. *Козленко В. Г., Старостенко В. И., Субботин С. И.* Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 220—226.

184. *Козленко В. Г., Шен Э. Л.* Об истолковании гравитационного поля Днепровского грабена.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 132—137.
185. *Козленко В. Г., Шен Э. Л., Лейбович С. Х.* Некоторые данные о природе Лохвицкого максимума.— В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев: Техніка, 1970, с. 152—155.
186. *Козлова Е. Ф., Патрушева В. А.* Методика и результаты интерпретации гравиметрических материалов для изучения глубинного геологического строения Русской плиты.— Развед. геофизика, 1976, вып. 72, с. 105—112.
187. *Колчин Г. И., Хрычев Б. А.* Использование данных ГСЗ при интерпретации материалов гравиметрии.— Развед. геофизика, 1976, вып. 72, с. 128—131.
188. *Комплексная геофизическая модель Восточных Карпат/Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н. и др.*— Геофиз. сб./ АН УССР, 1978, вып. 83, с. 3—17.
189. *Коньков Г. Г., Красовский С. С.* Признаки купольного строения в среднем течении реки Мокрой Волновахи.— Геофиз. сб./ АН УССР, 1963, вып. 6 (8), с. 98—101.
190. *Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2, с. 56—69.
191. *Коржинский Д. С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Докл. сов. геологов на XXIII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 1. Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 69—74.
192. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии.— М.: Наука, 1968.— 227 с.
193. *Косминская И. П., Давыдова Н. И.* Скоростные модели земной коры и структура сейсмических границ.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975, вып. 2, с. 86—937.
194. *Косминская И. П., Павленкова Н. И.* Волновые поля и модели коры.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата; Элм, 1973, с. 83—92.
195. *Кравцов Т. Г.* Алгоритмизация процессов определения параметров геологических образований по магнитным и гравитационным аномалиям: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Л., 1977.— 24 с.
196. *Красовский С. С.* Применение комплексных детальных геофизических исследований при изучении Покрово-Киреевской структуры.— В кн.: Некоторые вопросы геофизических исследований на Украине. Киев: Изд-во АН УССР, 1962, с. 129—139.
197. *Красовский С. С.* Методика комплексирования геофизических исследований при геологическом картировании.— Киев: Наук. думка, 1965.— 143 с.
198. *Красовский С. С.* Моделирование структур земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 53—57.
199. *Красовский С. С.* О методике моделирования структур земной коры и верхней мантии в гравитационном поле.— В кн.: Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь, 1975, с. 176—182.
200. *Красовский С. С.* О принципах расчета гравитационной модели земной коры континентального типа.— В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1977, с. 5—20.
201. *Красовский С. С.* О возможностях гравиметрии при изучении градиентно-слоистых структур земной коры и верхней мантии.— В кн.: Некоторые вопросы геологической интерпретации гравитационных аномалий. Ин-т физики Земли АН СССР, М., 1978, с. 34—50. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 1370—78 Деп.
202. *Красовский С. С.* Моделирование в гравитационном поле структур земной коры и верхней мантии.— М.: ОЦНТИ ВИЭМС, 1978.— 80 с.
203. *Красовский С. С.* Гравитационное моделирование градиентно-слоистых структур земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 6, с. 38—51.

204. *Красовский С. С.* Методика и технология гравитационного моделирования земной коры.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 74—82.
205. *Красовский С. С.* О зависимости между плотностью и скоростью упругих волн пород консолидированной земной коры и верхов мантии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 33—48.
206. *Красовский С. С., Бурьянов В. Б., Дудкин И. Ф.* Анализ разрешающей способности гравиразведки при картировании группы объектов с помощью ЭЦВМ.— В кн.: Материалы IV науч.-техн. конф. молодых геофизиков Украины. Киев: Наук. думка, 1971, с. 252—253.
207. *Красовский С. С., Бурьянов В. Б., Куприенко П. Я.* Оценка распределения плотности при гравитационном моделировании структур земной коры на примере профиля ГСЗ Шевченково — Близнецы.— В кн.: Развитие методов геологической интерпретации гравиметрических данных при комплексных исследованиях глубинного строения регионов. Ин-т физики Земли АН СССР, М., 1975, с. 15—25. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 3700—75 Деп.
208. *Красовский С. С., Бурьянов В. Б., Рознощик Г. М.* К выбору модели среды для моделирования гравитационного поля по данным ГСЗ.— В кн.: Материалы IV науч.-техн. конф. молодых геофизиков Украины. Киев: Наук. думка, 1971, с. 253—254.
209. *Красовский С. С., Козленко В. Г., Старостенко В. И.* До вивчення земної кори України.— Вісн. АН УРСР, 1974, № 2, с. 21—24.
210. *Красовский С. С., Койфман Л. И.* Теоретические модели структур земной коры при послонном и градиентном нарастании плотности с глубиной.— В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1977, с. 33—42.
211. *Красовский С. С., Койфман Л. И., Кореневич К. А.* Методика гравитационного моделирования глубинных структур на примере профиля ГСЗ Синельниково — Чугуев.— В кн.: Геофизические исследования литосферы Украины. Киев: Наук. думка, 1978, с. 29—47.
212. *Красовский С. С., Койфман Л. И., Бурьянов В. Б.* Геологічна інтерпретація геофізичних матеріалів.— К.: Наук. думка, 1973.— 267 с.
213. *Красовский С. С., Кутас Р. И.* Сравнение гравитационной и тепловой модели Украинского щита по профилю ГСЗ Могилев-Подольский—Таганрог.— Геофиз. сб./АН УССР, 1978, вып. 81, с. 10—15.
214. *Красовский С. С., Старостенко В. И.* Применение геофизических методов для изучения связи поверхностных структур с глубинными в Приазовье.— В кн.: Симпоз. по пробл. связи поверхность. структур зем. коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1968, с. 45—46.
215. *Красовский С. С., Старостенко В. И.* Об опыте моделирования гравитационного поля (по данным глубинного сейсмического зондирования).— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 143—146.
216. *Красовский С. С., Старостенко В. И.* О принципах количественной интерпретации гравитационного поля.— В кн.: VII Всесоюз. науч.-техн. геофиз. конференция. Секция: гравиметрия и магнитометрия. М.; М-во геологии СССР, 1972, с. 22—24.
217. *Красовский С. С., Старостенко В. И.* О методике интерпретации гравитационного поля.— В кн.: Материалы X конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц. Секция 8. Братислава, 1973, с. 35—40.
218. *Красовский С. С., Старостенко В. И., Бурьянов В. Б.* Моделирование структур земной коры в гравитационном поле методом подбора с помощью системы «человек — ЭВМ». — В кн.: Вопросы геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Ин-т физики Земли АН СССР, М., 1973, с. 43—49. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 6522—73 Деп.
219. *Кратц К. О., Глебовицкий В. А.* Метаморфический пояс СССР. В кн.: Междунар. геол. конгр. XXIV сессия: Докл. сов. геологов. Пробл. 1. Л.: Наука, 1972, с. 41—51.
220. *Крутиховская Э. А.* Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской

железорудной провинции по данным геофизических исследований.— Киев : Наук. думка, 1971.— 208 с.

221. Крутиховская Э. А. Проблема создания магнитной модели земной коры древних щитов.— Геофиз. сб./ АН УССР, 1976, вып. 73, с. 3—29.
222. Крылов С. В., Мишенькин Б. П. О геологическом истолковании сейсмических границ в земной коре.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 55—62.
223. Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Пузырев Н. Н. Сравнительная характеристика глубинного строения Байкальской и других континентальных рифтовых зон.— В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 18—25.
224. Кузнецов Г. К. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях.— Сов. геология, 1964, № 4, с. 75—87.
225. Кузнецов Ю. А., Янишин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геология и геофизика, 1967, № 10, с. 108—121.
226. Курбанов М. К., Рожаницын В. А. Гравитационная модель земной коры юга Туркмении.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 193—198.
227. Курс гравитационной разведки / Гирин С. К., Попов А. А., Садовский М. А., Успенский Д. Г.— М.; Л.; ОНТИ, 1935.— 368 с.
228. Курскеев А. К. Геофизическая характеристика земной коры Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1977.— 192 с.
229. Курскеев А. К., Жаксылыков Г. Ш., Арефьев В. Н. Плотность горных пород при высоких давлениях и температурах и природа некоторых аномалий силы тяжести Казахстана.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 264—265.
230. Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры.— Киев: Наук. думка, 1978.— 140 с.
231. Лебедев Т. С. Физические свойства пород литосферы в условиях больших глубин.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 98—118.
232. Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П., Буртный П. А. Приложение экспериментальных данных $v_p = f(P)$ для построения петроскоростной модели земной коры Украинского щита.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 268—269.
233. Левыкин А. И. Упругие свойства некоторых минералов и мономинеральных пород при давлениях до 55 кб.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 90—92.
234. Левыкин А. И., Фарберов А. И. Упругие свойства гипербазитовых ксенолитов вулкана Авача при давлениях до 27 кб.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 162—169.
235. Лещук Ф. А. Применение МРНП сейсмических волн при исследовании глубинного строения земной коры.— Геофиз. сб./ АН УССР, 1968, вып. 25, с. 56—60.
236. Литвиненко И. В., Платоненкова Л. Н. Строение земной коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 127—136.
237. Литвиненко О. К., Корнейчук А. А., Мелихов В. Р. Методика использования электронных цифровых вычислительных машин при обработке и интерпретации гравиметрических данных.— М.: ОНТИ ВИЭМС, 1965.— 104 с.
238. Лопатина Н. П., Рябой В. З. Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести территории СССР.— В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974, с. 75—85.
239. Луцц Б. Г. Петрология глубинных недр континентальной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1974.— 304 с.
240. Луцц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1975.— 168 с.

241. Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, 38 (165); с. 87—89.
242. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.— 379 с.
243. Магницкий В. А., Артюшков Е. В. Некоторые общие вопросы динамики Земли.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 487—525.
244. Магницкий В. А., Калашикова И. В. Проблема фазовых переходов в верхней мантии и ее связь с развитием земной коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 183—191.
245. Маловичко А. К. Основной курс гравиразведки.— Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1966, Ч. 1.— 327 с.
246. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Минеральные фации глубинных зон Земли и проблема флюидного режима.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 421—427.
247. Менерт К. Р. Петрология докембрийского комплекса фундамента.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 455—462.
248. Металлогения Украины и Молдавии / Под ред. Я. Н. Белевцева.— Киев: Наук. думка, 1974.— 510 с.
249. Методика и результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при изучении глубинного строения земной коры Сибири / Сурков С. В., Крамник В. Н., Лотышев В. И., Морсин П. И.— В кн.: Некоторые вопросы геологической интерпретации гравитационных аномалий. Ин-т физики Земли АН СССР. М., 1978, с. 97—103. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 1370—78 Деп.
250. Методическое руководство и сборник программ для решения прямых задач гравиразведки на ЭВМ Минск-32 / Булах Е. Г., Кричмар М. Н., Маркова С. Н. и др.— Киев: Наук. думка, 1971.— 92 с.
251. Механическое моделирование процессов формирования структур земной коры при геологическом истолковании региональных гравитационных аномалий / Гордин В. М., Занемянец В. Б., Михайлов В. О., Мясников В. П.— Геофиз. сб. / АН УССР, 1978, вып. 81, с. 22—39.
252. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов.— М.: Недра, 1976.— 279 с.
253. Моделирование гравитационного поля структур земной коры УЩ по VIII профилю ГСЗ / Бурьянов В. Б., Красовский С. С., Куприенко П. Я., Шмидт А. О.— В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1977, с. 77—93.
254. Муратов М. В. Происхождение материалов и океанических впадин.— М.: Наука, 1975.— 176 с.
255. Наливкина Э. В., Дьячкова А. Я. О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах.— Сов. геология, 1970, № 4, с. 131—142.
256. Недялков И. П. О решении обратной задачи теории потенциала методом подбора при помощи способа дисплея.— Докл. АН СССР, 1970, 193, № 3, с. 576—578.
257. Некоторые данные о глубинном строении земной коры Северо-Германской впадины по материалам станции «Земля» / Полшков М. К., Померанцева И. В., Мозженко А. Н. и др.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 36—41.
258. Нерсесов И. Л., Артемьев М. Е., Досымов А. Выделение плотностных неоднородностей высокогорных районов Средней Азии по данным гравиметрии и сейсмологии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 5, с. 16—24.
259. Никольский Ю. И., Милай Т. А., Коган Л. З. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа.— Л.: Недра, 1975.— 216 с.
260. Николенко В. М. Основні принципи автоматизованої системи класифікації і прогнозу геологічних об'єктів за комплексом геолого-геофізичних даних.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1971, № 3, с. 230—234.
261. Новоселицкий В. М., Сусеков Ю. А., Кассин Г. Г. Соотношение размеров гравитационных структур и обусловленных ими аномальных полей.— В кн.:

- Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Пермь, 1972, с. 20—26 (Учен. зап. Перм. ун-та; № 10).
262. *Оганесян С. М.* Устойчивые итерационные процессы и их применение в задачах гравиметрии: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук.— М., 1977.— 18 с.
 263. *Оганесян Ш. С.* Строение земной коры Армении по гравиметрическим данным.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 158—161.
 264. *Озерская М. Л., Семенова С. Г.* Региональное распределение физических свойств осадочного покрова юга СССР.— Сов. геол., 1976, № 9, с. 121—129.
 265. *Опыт* детального площадного моделирования в гравитационном поле структур склона Украинского щита / Красовский С. С., Бурьянов В. Б., Койфман Л. И., Корецевич К. А.— В кн.: Развитие методов геологической интерпретации гравиметрических данных при комплексных исследованиях глубинного строения регионов. Ин-т физики Земли АН СССР. М., 1975, с. 26—33. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 3700—75. Деп.
 266. *Особенности* строения литосферы в областях континентальных рифтов по данным сейсмических исследований / Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П. и др.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 99—113.
 267. *О вероятном* составе верхней мантии на Урале / Алейников А. Л., Бугайло В. А., Халевин Н. И., Малахов И. А.— Сов. геология, 1973, № 9, с. 12—23.
 268. *О физических* свойствах горных пород Панского массива при высоких давлениях / Воларович М. П., Галдин Н. Е., Тюремнов В. А., Одинок А. Ю.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 173—179.
 269. *Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры.— Киев: Наук. думка, 1973.— 213 с.
 270. *Павленкова Н. И.* Комплексная интерпретация данных глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 2, с. 38—51.
 271. *Павленкова Н. И.* Некоторые вопросы практического использования комплекса гравиметрии и сейсмологии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 82—85.
 272. *Павленкова Н. И., Бурьянов В. Б., Горбаченко В. В.* Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины.— Геофиз. сб. / АН УССР, 1974, вып. 62, с. 16—29.
 273. *Павленкова Н. И., Смелянская Т. В.* Характеристика сейсмических границ в земной коре Украины.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 45—54.
 274. *Павлов Ю. А.* Оценка равновесия земной коры по изостатическим аномалиям. Оценка равновесия земной коры по расчетам давлений. Оценка равновесия земной коры по соотношению ее действительной и теоретической мощности.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976, с. 286—291.
 275. *Парагенетический* анализ минеральных ассоциаций глубинных пород и скорости распространения в них упругих волн при высоких давлениях / Лутц Б. Г., Томашевская И. С., Акимов А. П., Галдин Н. Е.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 66—77.
 276. *Пейве А. В., Янишин А. Л., Зоненшайн А. П. и др.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
 277. *Пинус Г. В., Агафонов Л. В.* Положение альпинотипных гипербазитов в разрезе верхней мантии.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 117—130.
 278. *Померанцева И. В., Барскова Л. П., Мозженко А. Н.* Модели земной коры, полученные по данным станций «Земля» на территории некоторых разновозрастных платформ, платформенных впадин и передовых прогибов.— В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975, с. 49—60.
 279. *Пошгай К.* Сейсмические отражающие границы и распределение скоростей

- в земной коре и мантии.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 228—230.
280. *Пресс Ф.* Гравитационная неустойчивость литосферы.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 29—38.
281. *Пузырев Н. Н.* Новые направления в развитии методов сейсмических исследований.— Геология и геофизика, 1977, № 11, с. 47—58.
282. *Региональные геофизические исследования строения земной коры Сибири / Фотиади Э. Э., Сурков В. С., Гришин М. П., Жеро О. Г.*— Геология и геофизика, 1978, № 1, с. 90—96.
283. *Резанов И. А., Файтельсон А. Ш.* Основные направления в эволюции земной коры и ее равновесие.— В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 121—139.
284. *Результаты исследования глубинного строения Украинского щита / Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А., Бабинцев А. В.*— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 136—147.
285. *Результаты лабораторных измерений при высоких давлениях и температурах / Волярович М. П., Баюк Е. И., Пархоменко Э. И., Левитов Ф. М.*— В кн.: Глубинное строение восточной части Русской платформы. М.: Наука, 1977, с. 67—87.
286. *Ржаницын В. А.* Методические особенности и некоторые результаты моделирования глубинной структуры земной коры по данным гравиметрии.— В кн.: Некоторые вопросы геологической интерпретации гравитационных аномалий. Ин-т физики Земли АН СССР, М., 1978, с. 80—89. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 1370—78 Деп.
287. *Ржаницын В. А., Скопиченко М. Ф.* Методика построения плотностной модели земной коры с использованием данных ГСЗ.— В кн.: Развитие методов геологической интерпретации гравиметрических данных при комплексных исследованиях глубинного строения регионов. Ин-т физики Земли АН СССР, М., 1975, с. 51—64. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 3700—75 Деп.
288. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Химический состав земной коры и ее оболочек.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 379—402.
289. *Рыбалка В. М., Таганов С. А., Дружинин В. С.* Гравитационная модель земной коры Среднего Урала.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 175—180.
290. *Рябенко В. А.* Основные черты тектонического строения Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1970.— 128 с.
291. *Семенов Н. П.* Континентальная кора.— Киев: Наук. думка, 1976.— 198 с.
292. *Семенова С. Г.* Зависимость физических свойств магматических горных пород от минералогического состава и структурных факторов.— Развед. геофизика, 1973, вып. 57, с. 128—136.
293. *Скорикова М. Ф.* Физические свойства горных пород зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Сов. геология, 1976, № 8, с. 122—126.
294. *Скорости продольных волн при высоких давлениях в гранитизированных метаморфических породах / Волярович М. П., Дибров В. Е., Баюк Е. И. и др.*— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 58—65.
295. *Скорости упругих волн, отношение v_p/v_s и плотность при высоких давлениях у метаморфических пород гранулитовой фации / Волярович М. П., Лутц Б. Г., Кириенкова С. М., Сафаров И. Б.*— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 36—48.
296. *Скоростные разрезы верхней мантии по материалам ГСЗ на суше / Егоркин А. В., Рябой В. З., Старобинец Л. Н., Дружинин В. С.*— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 7, с. 27—41.
297. *Собакарь Г. Т.* Глубинная тектоника Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий.— Киев: Наук. думка, 1964.— 148 с.
298. *Собакарь Г. Т.* Роль разломно-блоковой тектоники в формировании структуры земной коры.— Киев: Наук. думка, 1976.— 180 с.

299. *Соболев В. С.* Восходящие флюиды и магматические расплавы.— В кн.: — Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 420—421.
300. *Соболев В. С.* Перенос горных пород и минералов мантии в земную кору и из коры в мантию. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 431—432.
301. *Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В.* Типы верхней мантии.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 235—240.
302. *Соболев В. С., Соболев Н. В.* Проблема двухэтапного формирования земной коры.— Докл. АН СССР, 1975, 221; № 2, с. 435—438.
303. *Соболев Н. В., Соболев В. С.* Минеральный состав верхней мантии.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 411—419.
304. *Современные представления о строении, составе и физических свойствах пород земной коры и верхней мантии/ Беляевский Н. А., Борисов А. А., Круглякова Г. И. и др.* Ин-т физики Земли АН СССР, М., 1974, с. 3—13. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 2374—74 Деп.
305. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 118—142.
306. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли.— М.: Недра, 1974.— 184 с.
307. *Справочник физических констант горных пород/ Под. ред. С. Кларка мл.— М.: Мир, 1969.— 543 с.*
308. *Старостенко В. І.* Аналітичний розв'язок прямої задачі гравіметрії для тіла складної форми у випадку лінійної зміни надлишкової густини з глибиною.— Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 6, с. 533—537.
309. *Старостенко В. І.* Регуляризирующие алгоритмы нелинейного программирования.— Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 50—53.
310. *Старостенко В. І.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.— Киев: Наук. думка, 1978.— 228 с.
311. *Старостенко В. І., Дядюра В. А., Заворотько А. Н.* Об интерпретации гравитационного поля методом подбора.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 4, с. 78—86.
312. *Старостенко В. І., Оганесян С. М.* Решение обратных задач гравиметрии методами математического программирования.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 72—74.
313. *Страхов В. Н.* О путях построения математической теории интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.— Прикл. геофизика, 1962, вып. 35, с. 95—128.
314. *Страхов В. Н.* О применении теории регуляризации при решении линейных некорректных задач магнито- и гравиметрии.— В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев: Техніка, 1971, с. 144—151.
315. *Страхов В. Н.* К вопросу о неоднозначности решения обратной задачи гравиметрии.— Прикл. геофизика, 1972, вып. 69, с. 115—140.
316. *Страхов В. Н.* К теории обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 6, с. 39—60.
317. *Страхов В. Н.* О методе подбора при решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии.— Допов. АН УРСР. Сер. Б, № 11, 1975, с. 991—996.
318. *Страхов В. Н.* О системном подходе к интерпретации геофизических данных.— Изв. вузов. Сер. геология и разведка, 1975, № 8, с. 118—121.
319. *Страхов В. Н.* Про умови однозначного визначення границ поділу двовимірних шаруватих середовищ за даними гравітаційних спостережень.— Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1975, № 12, с. 1085—1088.
320. *Страхов В. Н.* Об интегральных и функциональных уравнениях некоторых обратных задач теории логарифмического потенциала и их значение для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 3, с. 54—66.
321. *Страхов В. Н.* О новом этапе развития теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 12, с. 20—41.

322. *Страхов В. Н.* О выметании масс по Пуанкаре и его использовании при решении прямых и обратных задач гравиметрии.— Докл. АН СССР, 1977, 236, № 1, с. 54—57.
323. *Страхов В. Н.* Об одной общей форме решения обратной задачи гравиметрии.— Докл. АН СССР, 1977, 235, № 6, с. 1281—1284.
324. *Страхов В. Н.* Об эквивалентности в обратной задаче гравиметрии при переменной плотности масс.— Докл. АН СССР, 1977, 236; № 2, с. 329—331.
325. *Страхов В. Н.* Основы методологии интерпретации гравитационных аномалий при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 49—53.
326. *Страхов В. Н.* Становление геофизической кибернетики— фундаментальная проблема разведочной геофизики ближайших десятилетий.— Геофиз. сб. АН УССР, 1979, вып. 87, с. 3—21.
327. *Страхов В. Н., Лапина М. И.* Определение интегральных характеристик возмущающих масс аппроксимационным методом в задачах гравиметрии и магнитометрии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 4, с. 35—58.
328. *Страхов В. Н., Лапина М. И., Кузнецова О. А.* О прямых задачах гравиметрии и магнитометрии.— Прикл. геофизика, 1974, вып. 75, с. 106—124.
329. *Строение земной коры вдоль VII международного профиля ГСЗ на территории Польши/ Гутерх А., Матежок Р., Пайхель Я., Перхуць Э.* — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 148—158.
330. *Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии зоны Тихого океана/ Береснев А. Я., Гайнанов А. Г., Ковылин В. М., Строев П. А.* — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970, с. 50—61.
331. *Строение земной коры и верхов мантии по профилю Ижевск — Ишим — Ханты-Мансийск — Енисейск — Братск/ Дружинин В. С., Крылов С. В., Мишенькин Б. П. и др.* — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970, с. 125—130.
332. *Строение земной коры на участке Хмельницкий (СССР) — Кельце (ПНР) (VIII международный профиль ГСЗ)/ Гутерх А., Соллогуб В. Б., Матежок Р. и др.* — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 158—171.
333. *Строение и вещественный состав земной коры Центральной Камчатки по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных/ Аносов Г. И., Веселов О. В., Павлов Ю. А. и др.* — Сов. геология, 1976, № 7, с. 27—38.
334. *Структура земной коры по профилю Синельниково — Чугуев в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины/ Соллогуб В. Б., Калужная Л. Т., Василдик М. С., Кононкова С. Н.* — Геофиз. сб./ АН УССР, Киев: 1975, вып. 63, с. 17—24.
335. *Структура фундамента и железорудные месторождения северного склона Украинского щита.* — Киев: Наук. думка, 1975.— 232 с.
336. *Ступак Н. К.* Корреляционная зависимость между плотностью и скоростью распространения ультразвуковых колебаний в горных породах Курской магнитной аномалии.— Геофиз. сб./ АН УССР, 1964, вып. 9 (11), с. 83—87.
337. *Субботин С. И.* Глубинное строение Советских Карпат.— Киев: Изд-во АН УССР, 1955.— 260 с.
338. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез.— Киев: Наук. думка, 1968.— 174 с.
339. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений.— Геофиз. сб./ АН УССР, 1976, вып. 70, с. 13—45.
340. *Сурков В. С., Морсин П. И.* Определение мощности земной коры на основе гипотезы изостазии.— Геология и геофизика, 1971, № 10, с. 63—71.
341. *Схема астеносферных зон территории СССР/ Алексеев А. С., Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л. и др.* — Докл. СССР, 1977, 234, № 4, с. 790—793.
342. *Тараканов Р. З., Левый Н. В.* Полиастеносферная модель верхней мантии

- Земли по сейсмологическим данным.— Докл. АН СССР, 1967, 176; № 3, с. 571—574.
343. *Тарков А. П.* Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным.— М.: Недра, 1974.— 172 с.
344. *Тихонов А. Н., Арсенин В. Я.* Методы решения некорректных задач.— М.: Наука, 1974.— 224 с.
345. *Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К.* Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— Докл. АН СССР, 188, № 2, 1969, с. 338—341.
346. *Тонкова Э. Л., Наседкин В. В.* Влияние гидростатического давления до 10 кб на упругие свойства природных стекол. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 104—106.
347. *Тулина Ю. В., Ярошевская Г. А.,* Внутренняя структура земной коры.— М.: Наука, 1976.— 136 с.
348. *Тяпкин К. Ф.* Про інтерпретацію гравітаційних ступенів на щиті.— Допов. АН УРСР. Сер. Б., 1966, № 5, с. 611—614.
349. *Тяпкин К. Ф.* Графические методы интерпретации гравитационных аномалий.— М.: Недра, 1968.— 226 с.
350. *Уразаев Б. М.* Физические свойства горных пород и геофизические поля.— Алма-Ата: Наука, 1971.— 246 с.
351. *Уразаев Б. М., Воларович М. П., Курскеев А. К.* Физические свойства горных пород в глубинных термодинамических условиях.— Алма-Ата: Наука, 1973.— 204 с.
352. *Упругие и плотностные характеристики пород гранулитовой и эклогитовой фаций при давлениях до 25 кб / Воларович М. П., Лутц Б. Г., Киреевкова С. М., Сафаров И. Б.* — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 146—147.
353. *Успенский Д. Г.* Гравиразведка.— Л.: Недра, 1968.— 331 с.
354. *Успенский Д. Г.* Некоторые вопросы геологической интерпретации гравитационных аномалий. — В кн.: Некоторые вопросы геологической интерпретации гравитационных аномалий. Ин-т физики Земли АН СССР, М., 1978, с. 104—118. Рукопись деп. в ВИНТИ. № 1370—78 Деп.
355. *Ушаков С. А.* Строение и развитие Земли.— М., 1974.— 269 с. (Итоги науки и техники / ВИНТИ. Сер. Физика Земли. Т. 1).
356. *Ушаков С. А., Красс М. С.* Процессы изостазии и проблемы геомеханики.— В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 11—26.
357. *Фарберов А. И., Левыкин А. И.* Скорости упругих волн в горных породах Камчатки при давлениях до 30 кбар.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 102—107.
358. *Фашии регионального метаморфизма высоких давлений / Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В.* — М.: Недра, 1974.— 328 с.
359. *Федынский В. В.* Разведочная геофизика. Изд. 2-е.— М.: Недра, 1967.— 672 с.
360. *Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях / Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* — М.: Наука, 1974.— 223 с.
361. *Физико-механические свойства горных пород сочленения альпийской зоны и платформы юга европейской части СССР при высоких давлениях в сравнении с некоторыми данными по сопредельным странам / Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П. и др.* — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. думка, 1971, с. 105—107.
362. *Физические свойства пород осадочного чехла Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Подобы, М. Л. Озерской.* — М.: Недра, 1975.— 279 с.
363. *Фотиади Э. Э.* Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического истолкования данных региональных геофизических исследований.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 116—147.

364. *Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И.* Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— *Геология и геофизика*, 1963, № 10, с. 5—19.
365. *Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С.* Некоторые закономерности в строении и развитии земной коры по геофизическим данным на примере Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: *Кора и верхняя мантия Земли*. М.: Наука, 1968, с. 25—32.
366. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника.— М.: Недра, 1971. Т. 1.— 548 с.
367. *Хаин В. Е.* Основные тенденции в развитии земной коры.— В кн.: *Международ. геол. конгр. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Probl. 3*. М.: Наука, 1972, с. 125—131.
368. *Халевин Н. И.* Структура земной коры восточного обрамления Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сейсмологии промышленных взрывов.— В кн.: *Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований*. Киев: *Наук. думка*, 1977, с. 123—134.
369. *Хили Дж. Х., Уоррен Д. Х.* Сейсмическое зондирование в Северной Америке.— В кн. *Земная кора и верхняя мантия*. М.: Мир, 1972, с. 162—174.
370. *Хитаров Н. И.* Экспериментальные исследования вещества в условиях высоких температур и давлений в связи с проблемой изучения земной коры и верхней мантии.— В кн.: *Кора и верхняя мантия Земли*, М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975, вып. 2, с. 7—17.
371. *Хлестов В. В.* Механизм дегазации мантии и распределение восходящих флюидных потоков.— В кн.: *Тектоносфера Земли*. М.: Наука, 1968, с. 427—431.
372. *Хрычев Б. А., Вакулин И. С., Толмачев В. Н.* Блоковая структура земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев.— В кн.: *Глубинно-сейсмическое зондирование*. Алма-Ата: *Элм*, 1973, с. 160—170.
373. *Хьюс Д., Моретт К.* Скорости упругих волн в гранитах при изменении давления и температуры.— В кн.: *Ультразвук в геофизике*. М.: Мир, 1964, с. 167—179.
374. *Циммер В. А.* О природе глубинных границ раздела в Прикаспийской впадине.— В кн.: *Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований*. Киев: *Наук. думка*, 1977, с. 302—306.
375. *Чебаненко И. И.* Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры.— Киев: *Наук. думка*, 1977.— 84 с.
376. *Чекунов А. В.* Строение земной коры и некоторые вопросы тектоники юга Европейской части СССР.— Киев: *Наук. думка*, 1974.— 174 с.
377. *Чекунов А. В., Болюбах К. А.* Геологические аспекты комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии по III международному профилю.— В кн.: *Гравитационная модель земной коры и верхней мантии*. Киев: *Наук. думка*, 1977, с. 59—68.
378. *Чекунов А. В., Болюбах К. А.* Геологические аспекты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных в западной части Украины.— В кн.: *Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли*. Киев: *Наук. думка*, 1979, с. 99—106.
379. *Чекунов А. В., Соллогуб В. Б.* Земная кора — вопросы структуры и эволюции.— *Геофиз. журн.*, 1979, № 1, с. 19—35.
380. *Чирвинская М. В.* Некоторые данные о внутренней структуре девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: *Геофизические исследования на Украине*. Киев: *Техніка*, 1972, с. 73—79.
381. *Шагинян Е. Ш.* Влияние температуры на скорость и поглощение упругих волн в горных породах при давлениях до 15 кбар.— В кн.: *Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах*. Баку: *Элм*, 1978, с. 172—173.
382. *Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии.— М.: Недра, 1968.— 231 с.
383. *Шейнманн Ю. М.* Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— *Геотектоника*, 1970, № 4, с. 5—32.
384. *Шенгелая Г. Ш.* Результаты построения трехмерной гравитационной модели земной коры Кавказа.— В кн.: *Развитие методов геологической интерпретации гравиметрических данных при комплексных исследованиях глубинного*

- строения регионов. Ин-т физики Земли АН СССР. М., 1975, с. 3—14. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 3700—75 Деп.
385. *Шенгелая Г. Ш.* Метод построения трехмерной гравитационной модели земной коры.— Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1976.— 192 с.
 386. *Шрайбман Б. И.* Соотношение гравитирующих факторов запада Средней Азии.— В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований. М.: Недра, 1969, с. 97—101.
 387. *Штэх Г. И.* Гравитационная модель земной коры Якутии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 201—209.
 388. *Щербак Н. П.* Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1975.— 271 с.
 389. *Эз В. В.* Тектоника глубинных зон континентальной земной коры.— М.: Наука, 1976.— 167 с.
 390. *Экспериментальные* исследования физических свойств древнейших пород кочкчатаского поднятия при высоких давлениях / Уразаев Б. М., Курскеев А. К., Тузова И. Л. и др.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 243—245.
 391. *Юров Ю. Г.* Результаты глубинных сейсмических исследований по профилю Ближнецы — Куянск — Воркута.— В кн.: Глубинное строение восточной части Русской платформы. М.: Наука, 1977, с. 88—108.
 392. *Юсупходжаев Х. И., Хасанов П. Х., Абдумуталов Ю. А.* Гравитационная модель земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной частей Средней Азии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 188—193.
 393. *Ahrens T., Schubert G.* Gabbro-eclogite reaction rate and it's geophysical significance.— *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 1975, 13, № 2, p. 383—400.
 394. *Anderson D. L., Sammis C., Jordan T.* Composition of the mantle and core.— In: *The nature of the solid Earth.* New York: McGraw Hill, 1972, p. 41—66.
 395. *Anderson D. L., Nafe J. E.* The bulk modulus volume relationship for oxide compounds and related geophysical problems.— *J. Geophys. Res.*, 1965, 70, N 16, p. 3951—3963.
 396. *Artemjev M. E., Artyushkov E. V.* Structure and isostasy of the Baikal Rift and the mechanism of rifting.— *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 5, p. 1197—1211.
 397. *Babuska V.* Elasticity and anysotropy of dunite and bronzitite.— *J. Geophys. Res.*, 1972, 77, № 35, p. 6955—6965.
 398. *Balakrishna S., Rao M. V. M. S., Ramana I. V.* Integrated studies on elastic properties of ultramafic rocks.— *Tectonophysics*, 1976, 35, N 1/3, p. 229—250.
 399. *Berry M. J., Fuchs K.* Crustal structure of the Superior and Grenville provinces of the northeastern Canadian Shield.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1973, 63, N 4, p. 1393—1432.
 400. *Birch F.* The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobats. Pt 1.— *J. Geophys. Res.*, 1960, 65, N 4, p. 1083—1102. Pt 2.— *J. Geophys. Res.*, 1961, 66, N 7, p. 2199—2224.
 401. *Birch F.* Composition of the Earth's mantle— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1961, № 4, p. 295—311.
 402. *Birch F.* Density and composition of mantle and core.— *J. Geophys. Res.*, 1964, 69, N 20, p. 4377—4388.
 403. *Birch F.* Interpretations of the low. velocity zone.— *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, 3, p. 178—181.
 404. *Boccaletti M., Horvath F., Loddo M. et al.* The Thyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interare basins.— *Tectonophysics*, 1976, 35, N 1/3, p. 45—69.
 405. *Braille L. W., Keller G. R., Peeples W. J.* Inversion of Gravity Data for Two-dimensional density distributions.— *J. Geophys. Res.*, 1974, 79, N 14, p. 2017—2021.
 406. *Brune J., Derman J.* Seismic waves and Earth structure in the Canadian shield.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1963. 53, N 1, p. 167—211.

407. *Bullen K. E.* The Earth's Density.— London: Chapman and Hall, 1975.— 366 p.
408. *Case J. E., Barnes J., Gabriel P. Q., Humberto Gonsales.*— J. Trans-Andean Geophysical profil, Southern Colombia.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84, N 9, p. 2895—2903.
409. *Schreiber E., Fox P. J.* Compressional wave velocities of oceanic rocks and the geology of the oceanic crust: a brief summary.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, 54; N 11, p. 1033—1035.
410. *Chamalaun F. H., Lockwood K., White A.* The Bouguer gravity field and crustal structure of Eastern Timor.— Tectonophysics, 1976, 30, N 3/4, p.241—259.
411. *Choudhury S. K.* Gravity and crustal thickness in the Indo-Gangetic platous and Himalayan region, India.— Geophys. J. Roy Astron. Soc., 1975, 40, N 3, p. 441—452.
412. *Christensen N. J.* Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressure to 10 kilobars.— J. Geophys. Res., 1965, 70, N 24, p. 6147—6164.
413. *Christensen N. J.* Elasticity of some ultrabasic rocks.— J. Geophys. Res., 1966, 71, N 24, p. 5921—5931.
414. *Christensen N. J.* Compressional wave velocities in basic rocks.— Pacif. Sci., 1968, 22, N 1, p. 41—44.
415. *Christensen N. J.* Compressional wave velocities in basalts from the Juan de Fuca ridge.— J. Geophys. Res., 1970, 75, N 14, p. 2773—2775.
416. *Christensen N. J.* Compressional and shear wave velocities at pressures to 10 kilobars for basalts from the East Pacific rise.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1972, 28; p. 425—429.
417. *Christensen N. J.* Compressional velocities in possible mantle rocks to pressures of 30 kilobars.— J. Geophys. Res., 1974, 79, N 2, p. 407—412.
418. *Christensen N. J., Crosson R. S.* Seismic anisotropy in the Upper Mantle.— Tectonophysics, 1968, 6; N 2, p. 93—107.
419. *Christensen N. J., Fountain D.* Constitution of the lower continental crust based on experimental studies on seismic velocities in granulite.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, 86; N 2, p. 227—236.
420. *Christensen N. J., Ramanantoandro R.* Elastic moduli and anisotropy of dunite to 10 kilobars.— J. Geophys. Res., 1971, 76, N 17, p. 4003—4010.
421. *Christensen N. J., Salisbury M. H.* Velocities, elastic moduli and weathering-age relation for Pacific layer 2 basalts.— Earth and Planet Sci. Lett., 1973, 19, N 4, p. 461—470.
422. *Christensen N. J., Salisbury M. A.* Structure and constitution of the lower oceanic crust.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1975, 13, N 1, p. 57—86.
423. *Christensen N. J., Show G. H.* Elasticity of mafic rocks from the mid-Atlantic ridge.— Geophys. J. Roy Astron. Soc., 1970, 20, p. 271—284.
424. *Chung D. H.* Effect of iron-magnesium ration of P- and S-wave velocities of olivine.— J. Geophys. Res., 1970, 75, N 35, p. 7353—7361.
425. *Chung D. H.* Pn velocity and partial melting—discussion.— Tectonophysics, 1977, N 42, p. T35—T42.
426. *Darracolt B. W., Fairhead J. D., Girdler R. W.* Gravity and magnetic surveys in northern Tarzania and Southern Kenya.— Tectonophysics, 1972, 15, N 1/2, p. 131—141.
427. *Decker E. R., Smithson S. B.* Heat flow and gravity interpretation across the Rio-Grande rift in southern New Mexico and West Texas.— J. Geophys. Res., 1975, 80, N 17, p. 2542—2552.
428. *Dehlinger P., Couch R. W., Gemperte M.* Continental and oceanic structure from Oregon coast westward across the Juan de Fuca Ridge.— Can. J. Earth Sci., 1968, 5, N 4, p. 2, p. 1079—1090.
429. *Dehlinger P., Gough R. W., McManus D. A., Gemperte M.* Northeast Pacific structure.— In: The sea / Ed. by Maxwell A. E., New York, Wiley-Interscience, 1970, vol. 4.
430. *Derr J. S.* Internal structure of the earth inferred from free oscillations.— J. Geophys. Res., 1969, 74; N 22, p. 5202—5220.
431. *Drake G. L., Nafe J. E.* The transition from ocean to continent from seismic

- refraction data.— In: The crust and upper mantle of the Pacific Area. 1968, p. 174—186. (Geophys. monograph. / Amer. Geophys. Union, 12).
432. *Dziewonski A. M., Hales A. L., Lapwood E. R.* Parametrically simple earth models consistent with geophysical data.— *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1975, N 10, p. 12—48.
 433. *Fairhead J. D.* The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies.— *Tectonophysics*, 1976, 30, N 3/4, p. 269—298.
 434. *Fairhead J. D., Girdler R. W.* The seismicity of the East African Rift system.— *Tectonophysics*, 1972, 15, N 1/2, p. 115—122.
 435. *Fox P. J., Schreiber E., Peterson J. J.* The geology of oceanic crust compressional wave velocities of oceanic rocks.— *J. Geophys. Res.*, 1973, 78, N 23, p. 5155—5172.
 436. *Fox P. J., Schreiber E., Rowlett H., McCamy K.* The geology of the oceanographer fracture zone: a model for fracture zones.— *J. Geophys. Res.*, 1976, 81, N 23, p. 4117—4128.
 437. *Fountain D. M.* The Ivrea-Verbano and Strona-Cenery Zones, northern Italy: a cross-section of continental crust. New evidence from seismic velocities of rock samples.— *Tectonophysics*, 1976, 33, N 1/2, p. 145—165.
 438. *Gaposchkin E. M., Lambek K.* Earth's gravity field to sixteenth degree and station coordinates for satellite and terrestrial data.— *J. Geophys. Res.*, 1971, 76; N 20, p. 4855—4883.
 439. *Geise P., Morelly C.* Crustal structure in Italy.— In: *Structural model of Italy*. Roma: CHR, 1975, p. 453—489.
 440. *Goodacre A. K.* Generalized structure and composition of the deep crust and upper mantle in Canada.— *J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 17, p. 3146—3161.
 441. *Green D., Liebermann R.* Phase equilibria and elastic properties of a pyrolite model for the oceanic upper mantle.— *Tectonophysics*, 1976, 32, N 1/2, p. 61—92.
 442. *Haddon R. A., Bullen R. E.* An earth model incorporating free earth oscillation data.— *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1969, N 2, p. 35—49.
 443. *Hammer S.* Deep gravity interpretation by stripping.— *Geophysics*, 1963, 28, N 3, p. 369—378.
 444. *Hayes D. E.* A geophysical investigation of the Peru-Chile Trench. — *Marine Geod.*, 1966, 4, p. 309—351.
 445. *Helmlinger D. V., Wiggins R. A.* Upper-mantle structure of midwestern United States.— *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 14, p. 3229—3245.
 446. *Herrin E.* A comparative study of upper mantle models: Canadian Shield and Basin and Range provinces.— In: *The nature of the solid Earth*. New York: McGraw-Hill, 1972, p. 216—231.
 447. *Hyndman R. D., Drury M. J.* The physical properties of oceanic basement rocks from Deep Drilling on the Mid. Atlantic Ridge.— *J. Geophys. Res.*, 1976, 81, N 23, p. 4042—4052.
 448. *Hughes D. S., Murette C.* Variation of elastic wave velocities in basic igneous rocks with pressure and temperature.— *Geophysics*, 1957, 22, N 1, p. 23—31.
 449. *Jacoby W. R.* Velocity-density systematics from seismic and gravity data.— *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde.*, 1975, 2, N 31, p. 323—333.
 450. *Kanamori H., Mizutani H.* Ultrasonic measurement of elastic constant of rocks under high pressure.— *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1965, 43, p. 173—194.
 451. *Kanamori H., Mizutani H.* Addenda to the paper «Ultrasonic measurement of elastic constants of rocks under high pressures».— *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1970, 48, p. 1009.
 452. *Kaula W. M.* Global gravity and tectonics. — In: *The nature of the solid Earth*. New York: McGraw-Hill, 1972, p. 385—405.
 453. *Kearey P.* Gravity and seismic reflection investigations into the crustal structure of the Aves ridge, Eastern Caribbean.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1974, 38, N 3, p. 435—448.
 454. *Knopoff L.* Density-velocity relations for rocks.— *J. Roy. Astron. Soc.*, 1967, 13, p. 1—8.

455. *Rogan M. G.* Gravity field of the Kuril-Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere.— *J. Geophys. Res.*, 1975, 80, N 11, p. 1381—1390.
456. *Kono M.* Gravity anomalies in East Nepal and their implications to the crustal structure of the Himalayas.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1974, 39, N 2, p. 283—299.
457. *Krasovskiy S. S., Buryanov V. B., Roznoshchik G. M.* On simulation of gravity effect in crustal studies.— В кн.: Наукові дослідження Ін-ту геофізики АН УРСР: Повідомл. XV Генер. Асамблеї Міжнар. геодез. і геофіз. союзу (Москва, 30.VII — 14.VIII 1971). Киев: Наукова думка, 1971, с. 21—22. Англ.
458. *Kumazowa M., Helmstaedt H., Masaki K.* Elastic Properties of eclogite xenoliths from diatremes of the East Colorado Plateau and their implication to the Upper Mantle Structure.— *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 5, p. 1231—1247.
459. *Kushiro I.* Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's Upper Mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 2, p. 619—634.
460. *Lewis B. T. R., Dorman L. M.* Experimental isostasy, 2, An isostatic model for the U. S. A. derived from gravity and topographic data.— *J. Geophys. Res.*, 1970, 75, N 17, p. 3367—3386.
461. *MacLeod N. S., Tiffin D. L., Snavely P. D., Cucrie R. G.* Geologic interpretation of magnetic and gravity anomalies in the Strait of Juan de Fuca, U. S. — Canada.— *Can. J. Earth. Sci.*, 1977, 14, N 2, p. 223—238.
462. *Magnitsky V. A.* Geothermal gradients and temperatures in the mantle and the problem of fusion.— *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 5, p. 1391—1396.
463. *Markis J.* Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys.— *Geophys. J.*, 1975, 41, N 4, p. 441—443.
464. *Makris J.* A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data.— *Tectonophysics*, 1976, 36, N 4, p. 339—346.
465. *Makris J., Menzel H., Zimmermann J.* A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, northeast Ethiopia.— *Tectonophysics*, 1972, 15, N 1/2, p. 31—39.
466. *Manghnani M. H., Romananantoandro R., Clark S. P.* Compressional and Shear Wave velocities in granulite facies rocks and eclogites to 10 kbar.— *J. Geophys. Res.*, 1974, 79, № 35, p. 5427—5446.
467. *Manghnani M. A., Woollard G. P.* Elastic wave velocities in Hawaiian rocks at pressure to ten kilobars.— *Geophys. monograph./ Amer. Geophys. Union*, 1968, N 12, p. 501—516.
468. *McCollom R. L., Crosson R. S.* An array study of upper mantle velocity in Washington State.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1975, 65, N 2, p. 467—482.
469. *McGinnis L. D.* Tectonic and the gravity field in the continental interior.— *J. Geophys. Res.*, 1970, 75, N 2, p. 317—331.
470. *Meissner R.* Exploring Deep Interfaces by Seismic Wide Angle Measurements.— *Geophys. Prospect.*, 1967, 15, N 4, p. 598—617.
471. *Meissner R. O., Fluch E. R., Stibane F., Berg E.* Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements.— *Tectonophysics*, 1976, 35, N 1/2, p. 115—136.
472. *Mereu R. F., Majumdar S. C., White R. E.* The structure of the crust and upper mantle under the highest ranges of the Canadian Rockies from a seismic refraction survey.— *Can. J. Earth Sci.*, 1977, № 2, p. 196—208.
473. *Morelly C.* The gravity map of Italy.— In: *Structural Model of Italy*, Roma: CNR, 1975, p. 427—447.
474. *Mueller S., Landisman M.* Seismic studies of the Earth's crust in Continents. I. Evidence for a low-velocity zone in the upper part of the Lithosphere.— *Geophys. J. Roy Astron. Soc.*, 1966, 10, p. 525—538.
475. *Nafe J. E., Drake C. L.* Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves.— *Geophysics*, 1957, 22, p. 523—552.
476. *Ocola L. C., Meyer R. P.* Central North American Rift System. 1. Structure of the Axial Zone from seismic and gravimetric data.— *J. Geophys. Res.*, 1973, 78, № 23, p. 5173—5194.

477. *Pakiser L. S.* Structure of the Crust and Upper Mantle in the Western United States.— *J. Geophys. Res.*, 1963, **68**, N 20, p. 5747—5756.
478. *Press F.* Earth models consistent with geophysical data.— *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, **3**, p. 3—22.
479. *Ramana Y. V., Rao M. V. M. S.* Compressional velocities in ultramafic rocks of India at pressures to five kilobars.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1974, **37**, N 1, p. 207—212.
480. *Ramana Y. V., Rao M. V. M. S., Gogte B. S.* Pressure dependence of elastic wave characteristics of ultramafic rocks of India.— *J. Geophys.*, 1975, **41**, N 5, p. 523—533.
481. *Ramanantoandro R., Manghnani M. H.* Temperature dependence of the compressional wave velocity in an anisotropic dunite: measurements to 500° C at 10 kbar.— *Tectonophysics*, 1978, **47**, N 1/2, p. 74—84.
482. *Ramberg I. V., Smithson S. B.* Gravity interpretation of the southern Oslo graben and adjacent precambrian rocks, Norway.— *Tectonophysics*, 1971, **11**, N 6, p. 419—431.
483. *Ringwood A. E.* Composition and Petrology of the Earth's Mantle.— McGraw-Hill Book Co, 1975.— 618 p.
484. *Ringwood A. E., Major A.* Synthesis of Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 spinel solid solution.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, **1**, p. 241—245.
485. *Roller J. C., Jackson W. H.* Seismic wave propagation in the Upper Mantle: Lake Superior, Wisconsin Central Arizona.— *J. Geophys. Res.*, 1966, **71**, N 24, p. 5933—5941.
486. *Schreiber E., Fox P. J.* Compressional wave velocities and mineralogy of fresh basalts from the FAMOUS area 2A and the oceanographer fracture zone the texture of layer 2A of the oceanic crust.— *J. Geophys. Res.*, 1976, **81**, № 23, p. 4071—4076.
487. *Searle R., Gouin P.* A gravity survey of the central part of the Ephiopian rift valley.— *Tectonophysics*, 1972, **15**, № 1/2, p. 41—52.
488. *Shankland T. J.* Elastic properties, chemical composition, and crystal structure of minerals.— *Geophys. Surv.*, 1977, **3**, N 1, p. 69—100.
489. *Shimozuru D.* Elasticity of rocks and some related geophysical problems.— *Jap. J. Geophys.*, 1960, № 2, p. 1—85.
490. *Sibuet J. C., Le Pichon X.* Structure gravimétrique du Golfe de Gascogne et le fosse marginal nord-espagnol.— In: *Historie Structurale du Golfe de Gascogne*. 2. Paris: Editions Technip. 1971, VI. 9, I.— VI. 9, 18.
491. *Silver E. A., Case J. E., MacGillavry H. J.* Geophysical Study of the Venezuelan Borderland.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, **86**, N 2, p. 213—226.
492. *Simmons G.* The Velocity of compressional waves in various minerals at pressures up to 10 kilobars.— *J. Geophys. Res.*, 1964, **69**, № 6, p. 1117—1121.
493. *Simmons G., Brace W. F.* Comparison of Static and Dynamic Measurement of Compressibility of Rocks.— *J. Geophys. Res.*, 1965, **10**, N 22, p. 5649—5656.
494. *Skeels D. C.* An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretations.— *Geophysics*, 1963, **28**, N 5, pt. 1, p. 724—735.
495. *Soffel H., Peters K., Pohl J.* Interpretation of a gravity profile across the southern Part of the Hon Graben, Livya.— *J. Geophys.*, 1975, **41**, N 5, p. 491—499.
496. *Tatwani M., Ewing M.* Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape.— *Geophysics*, 1960, **25**, N 1, p. 203—255.
497. *Tatwani M., Sutton G. H., Worzel J. L.* A crustal section across the Puerto Rico trench.— *J. Geophys. Res.*, 1959, **64**, N 10, p. 1545—1555.
498. *Tatel H. E., Tuve M. A.* Seismic exploration of continental crust.— *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.*, 1955, **62**, p. 35—50.
499. *Thompson G. A., Tatwani M.* Crustal Structure from Pacific basin to central Nevada.— *J. Geophys. Res.*, 1964, **69**, p. 4813—4837.
500. *Uspensky D. G.* Geological interpretation of the gravity data for a profile across the Pacific Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1972, **77**, N 32, p. 6316—6326.
501. *Vyskčil V.* Comments on the manifestation of the deep structure of Czechoslovakia in the anomalous gravity field.— *Geofis. sb.*, 1972, **20**, N 365, p. 127—139.

502. *Wang C. Y.* Density and constitution of the mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1970, **75**, N 17, p. 3264—3284.
503. *Wang H.*, *Simmons G.* Elasticity of same mantle crystal structure.— *J. Geophys. Res.*, 1974, **79**, N 17, p. 2607—2613.
504. *Watts A. B.*, *Cochran I. R.* Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawaiian-Emperor Seamount Chain.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1974, **38**, N 1, p. 119—141.
505. *Watts A. B.*, *Talwani M.* Gravity anomalies seaward of deep sea trenches and their tectonic implications.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1974, **36**, N 1, p. 57—90.
506. *Wiggins R. A.*, *Helmlinger D. V.* Upper mantle structure of the western United State.— *J. Geophys. Res.*, 1973, **78**, N 11, p. 1870—1880.
507. *Woollard G. P.* The Interrelationship of the Crust, the Upper Mantle and isostatic gravity anomalies in the United States.— In: *The crustal and Upper Mantle of the Pacific Area*. Washington. D. C., 1968, p. 32—34. *Geophys. Monogr./Amer. Geophys. Union*; vol. 12.
508. *Woollard G. P.* The interrelationships of Crustal and Upper Mantle parameter values in the Pacific.— *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1975, N 1, p. 87—137.
509. *Worzel I. L.*, *Shurbet G. L.* Gravity interpretations from standart oceanic and continental crustal section.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1975, **62**, p. 87—100.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Г Л А В А I. Зависимость между плотностью и скоростью упругих волн в породах консолидированной земной коры и верхней мантии	9
§ 1. Факторы, влияющие на плотность и скорость продольных волн	9
§ 2. Изучение возможности использования сейсмических данных для определения плотности горных пород	15
§ 3. Общие корреляционные зависимости плотности от скорости продольных волн при различных давлениях, полученные по обобщенным данным	23
§ 4. Зависимость $\rho_0 = f(v_{400})$ для различных типов пород	33
§ 5. Зависимость $\rho_0 = f(v_{400})$ для всех типов пород разных регионов	66
§ 6. Оценка возможности определения плотности пород консолидированной земной коры и верхов мантии по значениям скорости продольных волн	72
Г Л А В А II. Использование априорной геолого-геофизической информации и возможности гравиметрии при моделировании глубинных структур земной коры и верхов мантии	82
§ 1. Анализ параметров сейсмических моделей земной коры и верхов мантии, используемых при гравитационном моделировании	82
§ 2. О составе и распределении пород в консолидированной земной коре и верхах мантии по данным петрологии	101
§ 3. Трудности в гравиметрии при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии	109
§ 4. Величина и характер гравитационного поля над плотностными моделями структур земной коры при градиентном и послыном нарастании плотности с глубиной	123
Г Л А В А III. Методика и технология гравитационного моделирования	
§ 1. Анализ подходов к построению плотностных моделей земной коры и верхов мантии	136
§ 2. Методика и технология итерационного моделирования	160
§ 3. Выбор первого приближения модели среды	171
Г Л А В А IV. Гравитационные модели градиентно-слоистых глубинных структур земной коры и зоны перехода к верхней мантии	177
§ 1. Гравитационное моделирование глубинных структур по профилю ГСЗ Синельниково — Чугуев	177
§ 2. Моделирование гравитационного поля глубинных структур Украинского щита по VIII профилю ГСЗ Могилев-Подольский — Таганрог	188

§ 3. Опыт детального площадного моделирования в гравитационном поле структур склона Украинского щита	197
§ 4. Результаты гравитационного моделирования глубинных структур в пределах Украины, смежных территорий и других регионов	201
ГЛАВА V. Особенности плотностных моделей структур земной коры континентального типа	212
§ 1. Возможности выявления особенностей плотностных моделей при различных методиках гравитационного моделирования	212
§ 2. Основные закономерности гравитационных моделей различных тектонических структур земной коры	216
Заключение	233
Список литературы	238

Сергей Сергеевич КРАСОВСКИЙ

**ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ**

(Гравитационное моделирование структур земной коры континентального типа)

Утверждено к печати ученым советом Института геофизики им. С. И. Субботина АН УССР

Редактор *Н. Я. Соколова*. Оформление художника *Г. М. Балона*. Художественный редактор *И. Н. Косарева*. Технический редактор *Г. М. Терезюк*. Корректоры *З. П. Школьник*, *Д. Я. Кашлер*

Информ. бланк № 4066

Сдано в набор 24.03.81. Подп. в печать 13.11.81. БФ 01703. Формат 60×90/16. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 15,5. Усл. кр.-отг. 15,5. Уч.-изд. л. 19,84. Тираж 1000 экз. Заказ. № 1—622. Цена 3 руб. 20 коп.

Издательство «Научкова думка» 252601. Киев. ГСП, Репина, 3.

Изготовлено Нестеровской городской типографией г. Нестеров, Львовской обл., ул. Горького, 8 с матриц Головного предприятия РПО «Полиграфкнига», 252057, Киев-57, Довженко, 3. Зак. 4645.

3D. 20K.

3647

ЛАНКОВА ДУМИЦА