СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

КОМИССИЯ
МНОГОСТОРОННЕГО
СОТРУДНИЧЕСТВА
АКАДЕМИЙ НАУК
СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАН
ПО КОМПЛЕКСНОЙ ПРОБЛЕМЕ
«ПЛАНЕТАРНЫЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ»

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ
КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

ЕВРОПЕЙСКАЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК
УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. С. И. СУББОТИНА

АКАДЕМИЯ НАУК ПОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ
РЕСПУБЛИКИ

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1980

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

3646

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР

УДК 551.311+551.14

Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований /Соллогуб В. Б., Гутерх А., Просен Д. и др.— Киев: Наук. думка, 1979.— 208 с.

В монографии приведены результаты глубинного сейсмического зондирования, проведенного в Центральной и Восточной Европе, от Урала и Каспийского моря на востоке до границ с ФРГ на западе, а также данные комплексной интерпретации по международным геотраверсам и отдельным тектоническим регионам.

Рассчитана на геофизиков и геологов.

Ил. 128. Табл. 3. Литература по главам.

Редакционная коллегия

В. Б. Соллогуб (СССР), *А. Гутерх* (ПНР), *Д. Просен* (СФРЮ)— ответственные редакторы, *Ив. Петков, Хр. Дачев* (НРБ), *К. Пожгай* (ВНР), *Х. Милицер* (ГДР), *И. Корня* (СРР), *Е. Ф. Саваренский, Н. А. Беляевский*, *А. В. Чекунов, О. М. Харитонов* (СССР), *А. Затопек, В. Беранек* (ЧССР), *Т. Драгашевич* (СФРЮ)

Рецензенты

В. Б. Порфирьев
Г. Е. Харечко

Редакция информационной литературы

С 20804-131
М221 (04)-80 240-79 1903000000

© Издательство «Наукова думка», 1980

ВВЕДЕНИЕ

Изучение глубинного строения коры и мантии Земли — одна из наиболее важных проблем в познании нашей планеты. Решение этой задачи позволит выяснить причины тектонических движений и определить источники вещества, из которых земная кора образовалась. Кроме того, оно даст возможность более правильно направить поиски месторождений полезных ископаемых и оценить перспективы их обнаружения на больших, пока не освоенных глубинах.

С целью изучения больших глубин страны, входящие в Комиссию многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран по проблеме «Планетарные геофизические исследования» (КАПГ) и Геофизическую комиссию Карпато-Балканской геологической ассоциации (КБГА), с 1963 г. приступили к исследованию земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) как в рамках координируемых национальных программ, так и в порядке реализации международных проектов.

Работы по изучению земной коры методом ГСЗ на территории Европы, начиная с 1966 г., были включены в программу Европейской сейсмологической комиссии (ЕСК). Первые итоги подводились в 1971 г. в работе «Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии)», опубликованной на русском, немецком и английском языках.

Вторым этапом обобщения результатов является издание двух монографий под названием «Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы» и «Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований». Указанные монографии представляют собой единый совместный труд большого коллектива ученых европейских социалистических стран.

В монографии «Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы» освещены результаты глубинных сейсмических исследований в каждой из входящих в КАПГ и КБГА стран, полученные главным образом за последние 7—8 лет. Они свидетельствуют о несомненно большом прогрессе в изучении глубинного строения земной коры, достигнутом в каждой стране, а также об эффективности осуществляемой международной программы.

В то же время рассмотрение результатов только по странам не позволяет составить общую картину строения земной коры и мантии всей Центральной и Восточной Европы, а также отдельных тектонических регионов, контуры которых, как правило, не совпадают с государственными границами.

В связи с этим в монографии «Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований» материал обобщен по всей рассматриваемой территории, по основным геологическим регионам, сделана попытка комплексной интерпретации сейсмических данных с материалами других геофизических методов и геологии, синтезирован ряд вопросов общей структуры земной коры и геотектоники.

Обобщение начинается с рассмотрения протяженных профильных линий — геотраверсов, обеспеченных разрезами ГСЗ и пересекающими в совокупности все страны и геологические регионы Центральной и Восточной Европы. Три траверса имеют субмеридиональную ориентировку (Балтийский щит — Альпы, Балтийский щит — Адриатическое мо-

ре, Воркута — Черное море), два — широтную (Азовское море — Северное море, Крым — юг ГДР). Затем оно проводится для всей рассматриваемой территории путем составления единых структурных схем по основным границам земной коры поверхности фундамента и разделу М. В дополнение к ним составлены схемы сейсмогенных структур, теплового поля и др.

Комплексная интерпретация данных всех геофизических методов осуществлена только на отдельных профилях или небольших участках. Несомненно, проведение ее по всей территории — одна из важнейших задач будущего, для осуществления которой необходимо еще многое сделать, начав прежде всего с методики.

В завершение авторами сделана попытка наметить некоторые общие закономерности строения земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы, районировать ее по толщине коры и возрасту основания — раздела М, проанализировать связь между глубинными и приповерхностными геологическими структурами, провести типизацию изученных структур по основным чертам их глубинного строения, исследовать особенности перехода от коры к мантии и их геологическую приуроченность, проанализировать глубинные проявления разломов, для чего глубинное сейсмозондирование предоставляет возможности, сопоставить данные о глубинном строении земной коры и геологии рассматриваемых регионов и на этой основе оценить применимость к ним идей новой глобальной тектоники. При этом авторы, излагая свою позицию по тому или иному дискуссионному вопросу, не стремились навязать свою точку зрения читателю, ведь поиск еще не завершен и принимать окончательные решения рано.

Составление монографии стало возможным только благодаря плодотворному конструктивному сотрудничеству исследователей всех стран — участников геофизических программ КАПГ и КБГА, их единому стремлению к решению общей задачи.

Авторы понимают, что предлагаемые монографии являются хотя и важным, но лишь промежуточным синтезом на пути к познанию глубинного строения земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы.

Коллектив авторов выражает глубокую признательность Институту геофизики им. С. И. Субботина АН УССР и Институту геофизики Польской Академии наук за проведенную работу по подготовке к изданию настоящих монографий.

ГЛАВА I

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ВДОЛЬ ОСНОВНЫХ ГЕОТРАВЕРСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ ПО ДАННЫМ ГСЗ

ГЕОТРАВЕРС I

АЛЬПЫ — БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ — БАРЕНЦЕВО МОРЕ

Геотраверс I пересекает тектонические структуры Юго-Западной, Центральной и Северо-Восточной Европы, проходит по территории ФРГ, ЧССР, Польши, Финляндии и Советского Союза вдоль линии Мюнхен — Прага — Снежка, Гостунь Вжесня — Торунь — Морат — Советск — Хельсинки — Мурманск — Баренцево море (рис. 1) *.

Общая длина его несколько больше 3000 км. В основу составления геотраверса, как правило, положены международные профили ГСЗ, в частности VII.

Сейсмические наблюдения проводились с помощью непрерывного профилирования регистрацией отраженных и преломленных волн.

Длина ветвей годографов составляет 150—250 км, а в некоторых случаях — 300—400 км. Расстояние между группами сейсмоприемников 100—200 м, а при использовании точечного профилирования — 1—20 км. Разрезы земной коры составлялись по результатам интерпретации преломленных и отраженных волн.

Отдельные участки геотраверса детально описываются в разделах монографии, посвященных разным странам.

Тектоническое положение. Геотраверс I начинается на северной окраине северных известняковых Альп, проходит через Альпийский передовой прогиб (Баварские молассы) и простирается далее в северо-северо-восточном направлении, пересекая Чешский массив и палеозойские горные зоны — каледонид и варисцид, палеозойскую платформу Центральной и Западной Европы и докембрийскую платформу Восточной Европы.

Точное определение юго-западной границы этой платформы — одна из наиболее важных проблем тектоники Европы. В целом ею можно считать либо линию Тейссейра, либо эквивалентную ей линию Торнквиста, проходящую с северо-запада на юго-восток. Поэтому в данной работе эта граница названа зоной линии Тейссейра — Торнквиста.

Она продолжается на территории СССР и Финляндии, проходя через Балтийский щит и Баренцево море.

Структура коры. Район Чешского массива относится к крайней восточной части эпиварисцийской платформы, ее отдельные части прослеживаются на запад до Пиренейского полуострова. Основание Чешского массива состоит из метаморфических комплексов, наиболее вероятным возрастом которых следует считать докембрийский. Они развивались индивидуально в его отдельных частях и объединились под влиянием широко распространенного варисцийского плутонизма в основном верхнекарбонового возраста. С того времени Чешский массив ведет себя как однородная единица, не подвергшаяся складчатым деформациям. Под давлением зарождающегося альпийского орогенеза его отдельные блоки поднимались и опускались. Под влиянием этих движений в отдельные периоды начинает образовываться платформенный покров.

Чешский массив разделяется на отдельные блоки хорошо выделяющимися системами разломов, достигающими в некоторых случаях верхней мантии. Эти

* Рис. 1—6, 75—79, 82 даны на вкладке.

блоки различаются между собой степенью метаморфизма, развитием магматизма и платформенного покрова. Более детальное разделение приводится при описании профиля VII в разделе главы, где излагаются данные по территории Польши. Наиболее важными единицами считаются Молданубикум и Западные Судеты. В Западно-Судетский блок входит район Железных гор. Граница между обеими указанными единицами проходит вдоль разломов линеаментной системы р. Эльбы. Молданубикский блок, образующий ядро Чешского массива, характеризуется большой мощностью земной коры (в среднем 37 км). В месте, где он покрыт Баварскими молассами, мощность коры несколько уменьшается (до 33 км). На окраине флишевой зоны и северных известковых Альп мощность коры увеличивается и достигает 55 км в районе Центральных Альп. В северо-северо-западном направлении, за пределами Дунайского разлома и Баварской кварцевой дайки, мощность коры несколько увеличивается (35 км), а на участке Центрально-Богемского плутона она резко возрастает до 40 км. Из анализа поведения сейсмических границ и распределения скоростей следует, что этот участок повышенной мощности земной коры ограничен также хорошо выделяющимися дислокационными системами — Яхимовской сбросовой зоной на юге (200 км) и Посазавской разломной зоной на севере (115 км). Мощность коры возрастает в результате увеличения мощности ее нижней части (со скоростями более 6,8 км/с). По линии профиля Молданубикский блок характеризуется широко развитым плутонизмом варисцийского возраста. По данным ГСЗ и региональных геофизических и геологических исследований установлена зависимость между интенсивностью варисцийского плутонизма и мощностью коры, но ее причины пока не выяснены. На территории Чехословакии Западно-Судетский блок представлен лишь его южной частью. В отличие от Молданубикского участка он характеризуется меньшей мощностью земной коры (30—32 км). В этом блоке мощность нижней коры (со скоростями 6,8 км/с) меньше и структура коры сложнее, чем в Молданубикском блоке, что подтверждается группой сейсмических границ, а также распределением скоростей. Граница Мохо имеет форму свода и проходит наиболее близко от земной поверхности по оси Северо-Богемского мелового бассейна.

Участок ядра Чешского массива (Молданубикский) характеризуется восходящей тенденцией в верхнепалеозойском и более поздних периодах, а также уменьшением осадочного покрова. Напротив, в Западно-Судетском районе в ходе всего его развития происходила ярко выраженная инверсия рельефа, т. е. период подъема, сопровождающегося денудацией, сменялся периодом глубокого падения и возникновения мощных осадочных комплексов.

По данным сейсмических наблюдений, нижняя часть коры Чешского массива, наиболее вероятно, состоит из метаморфических пород гранулитовых фаций (от кислого до промежуточного состава), а не основных пород с базальтоидными химическими свойствами. Границы района Чешского массива в направлении палеозойской платформы, а также линии раздела Богемского массива на отдельные блоки, по данным ГСЗ, имеют характер систем глубинных разломов. С другой стороны, наблюдается постепенное падение Чешского массива в юго-западном направлении под Альпы (на геотраверсе не наблюдались явления, по которым можно было бы судить о наличии разломных зон). Таким образом, можно предполагать, что Чешский массив простирается далее на юг и заканчивается в Центральных Альпах.

Мощность земной коры изменяется от 30 км в районе Предсудетского блока до 45 км в районе Восточно-Европейской платформы. В зоне линии Тейссейра — Торнквиста она достигает аномальной величины — 50 км. Обнаружены некоторые тектонические нарушения и глубинные разломы, разделяющие земную кору на блоки.

Один из таких блоков хорошо вырисовывается в виде Предсудетской моноклинали (рис. 1, *VII*); она расположена между глубинными разломами, находящимися соответственно в районах р. Одер (на 80-м км профиля) и г. Дольска (17-й км профиля). В зоне глубинного разлома на р. Одер (шириной 10—12 км) граница М расплывчата и трудноопределима. Локальные достаточно протяженные отражающие площадки, наблюдаемые в области разлома выше границы М, можно объяснить как ре-

зультат интрузии материала из верхней мантии в кору. Этот глубинный разлом соответствует геологическому нарушению на р. Одер, отделяющему Предсудетский блок от Предсудетской моноклинали. Глубина границы М в блоке VII изменяется от 32 до 34—35 км. Внутренняя зона повышенных скоростей (отождествляемая с границей «базальтового» слоя), расположена на глубине 18—20 км. На интервале глубин 10—18 км, по-видимому, имеется низкоскоростная зона, но ее интерпретация неоднозначна, поэтому в рассматриваемый разрез коры она не включена.

Для описываемого блока земной коры наиболее характерно появление двух ярковыраженных сейсмических границ со скоростями 7,7 (К—М) и 8,2 (М) км/с, наблюдаемыми в основании коры этого региона. Указанные границы, вероятно, являются верхним и нижним пределом переходной зоны кора — верхняя мантия. Мощность переходной зоны варьирует от 3 до 8 км.

Подобная картина в глубинной структуре коры получена в районе Предсудетской моноклинали в результате интерпретации докритических волн по семи сейсмическим профилям (Гутерх и др., 1974). Установлено, что вдоль этих профилей в основании коры обычно встречаются две ярковыраженные отражающие границы, соответствующие сейсмическим скоростям 7,7 и 8,2 км/с, определенным на международном профиле VII.

В свете последних данных экспериментальной петрологии переходную зону между корой и верхней мантией можно интерпретировать как сложную зону фазового перехода типа перехода «базальта» в эклогит. Ито и Кеннеди (1970; 1971) установили, что переход такого типа не только вероятен, как ранее доказывали Иодер и Тилли (1962) и Рингвуд (1966), а действительно возможен в условиях давления и температуры на границе М. Упомянутые эксперименты свидетельствуют о том, что указанный переход происходил в два этапа: от «базальта» к гранатовому гранулиту и от гранатового гранулита к эклогиту. Эти этапы образуют две сейсмические границы в нижней коре и верхней мантии. Обе границы могут быть ярковыраженными и расплывчатыми или же одна из них может быть выражена ярко, а другая расплывчата. Характер границы зависит от минералогического состава «базальта», в котором происходит фазовый переход. В районе Предсудетской моноклинали первая граница (7,7 км/с) проявляется отчетливо, а другая (8,2 км/с) — несколько расплывчата или расслоена. Относительно малая мощность переходной зоны объясняется повышенным тепловым режимом Земли, наблюдаемым в районе Предсудетской моноклинали, поскольку под влиянием высоких температур уменьшается область, в пределах которой происходит двухфазовый переход «базальта» в эклогит.

Другой блок земной коры, выделяемый вдоль геотраверса на территории Польши, расположен в зоне линии Тейссейра — Торнквиста. Определение глубинной структуры земной коры и верхней мантии в данном районе — основная проблема проводимых вдоль геотраверса исследований, связанная с определением юго-западной границы Восточно-Европейской платформы. В зоне линии Тейссейра — Торнквиста (участок IX) обнаружено три глубинных разлома, играющие основную роль в тектонике этого района. Весь участок между первым и третьим разломом (т. е. между 248- и 300-м км профиля) шириной 50 км обладает иными тектоно-физическими свойствами, чем у сопредельных блоков коры. В этой зоне на глубине 38 и 50 км (нижняя кора) наблюдаются две ярковыраженные границы. Здесь зарегистрированы интенсивные отраженные волны от двух границ, а также некоторые преломленные волны, но только на коротких интервалах расстояния. Скорости преломленных волн для обеих границ соответственно 7,6—7,7 и 8,3—8,4 км/с. На основании критериев волн, а также менее очевидного критерия скоростей (в связи с наличием коротких ветвей годографов преломленных волн) граница 8,3—8,4 км/с, наблюдаемая на глубине 50 км, считалась нижней границей земной коры (М).

Консолидированный фундамент в зоне линии Тейссейра — Торнквиста расположен на глубине 12 км; его поверхность трассируется лишь схематически. Она установлена по данным Марска и Млинарского (1973) и Скорупы (1974), которые анализировали профиль преломленных волн, проходящий параллельно профилю VII на расстоянии 8—10 км.

В настоящее время основной проблемой является определение типа структуры в зоне линии Тейссейра — Торнквиста, механизма ее образования и величины. В работах А. Гутерха по этой проблеме (1968) указывалось на наличие рифтовой системы в краевой зоне Восточно-Европейской платформы. На основании последних данных, полученных на международном профиле VII, для зоны линии Тейссейра — Торнквиста можно принять общий термин — тектоническая троговая или рифтовая система, обладающая внутриконтинентальными свойствами. Это предположение подтверждается слабой сейсмичностью в данной зоне.

Определение происхождения сил, которые могут в сложных геодинамических процессах привести к образованию структуры коры со свойствами рифтовой системы, очень важно. Предполагается, что в зоне линии Тейссейра — Торнквиста существенную роль может сыграть общее действие обоих механизмов: процесса преобразования в нижней коре и верхней мантии и малоинтенсивные растяжения, происходящие под влиянием вертикальных сил; оба механизма соответствуют гипотезе о возникновении рифтов. Упомянутая глубинная структура, расположенная между Иновроцлавом и Торунем (300-й км профиля) и являющаяся северо-восточной окраиной зоны линии Тейссейра — Торнквиста, очень важна при определении границы Восточно-Европейской платформы. Сейсмические волновые поля, наблюдаемые северо-восточнее этого разлома, а также структура коры, соответствующая ему, типичны для структуры коры Восточно-Европейской платформы (Соллогуб и Чекунов, 1972). Таким образом, указанный глубинный разлом можно считать четкой границей, определяющей окраину Восточно-Европейской платформы в данном регионе. Глубина границы М увеличивается в северном направлении от 38 (вблизи Торуня) до 45 км. В консолидированном комплексе коры в платформенной области на глубине 30 км расположена четкая сейсмическая граница со скоростью 6,7 км/с. Ее можно отождествить с поверхностью «базальтового» слоя.

В направлении северо-восточного конца геотраверса I (блок X) в нижней части коры на глубине 36—38 км имеется граница со скоростью 7,2 км/с, природа которой не выяснена: ее, по-видимому, можно интерпретировать как границу слоя, состоящего из пород гранулитовой фации и интрузий габбро (Белоусов, 1966).

Следующий участок геотраверса I входит в Балтийский щит и продолжается на территории Финляндии (зона XI), где исследования проводились методом точечного профилирования. Эта часть геотраверса изображена в виде скоростных колонок, составленных финскими геофизиками. Мощность земной коры в зоне Балтийского щита 35—40 км. Лишь в Южной Финляндии глубина границы М уменьшается до 30 км. Сейсмические скорости, соответствующие поверхности «базальтового» слоя, расположены обычно на глубине 10—18 км. Гораздо больший объем данных о структуре коры Балтийского щита (зона XI_2) получен в СССР с помощью метода непрерывного профилирования. В этой зоне мощность земной коры 40 км, она уменьшается в северном направлении до 30 км в переходной зоне между Балтийским щитом и шельфом Баренцева моря. В районе Балтийского щита обнаружено несколько сейсмических границ (K_2, K_3, K_4) со скоростями 6,3—6,7 км/с, характеризующих переходную зону земной коры. Глубина этих границ определена лишь приближенно. Обнаружено также несколько глубинных разломов и связанных с ними круто наклонных сейсмических границ. По другим геофизическим и геологическим данным можно предполагать, что переходная зона связана со значительно метаморфизованными гранитоидами, гранулитами и флоритами. Весь Балтийский щит характеризуется высокими значениями скорости сейсмических преломленных волн на границе М (8,1—8,3 км/с). Средняя скорость около 6,35 км/с. Скорости, характерные для верхней части «гранитного» слоя, варьируют от 5,5 до 6,8 км/с. Таким образом, весьма вероятным является наличие зон скоростной инверсии в консолидированном комплексе земной коры. Разрез консолидированного комплекса характеризуется наличием нескольких слоев и блоков. На участках глубинных разломов происходят изменения физических полей, а на поверхности наблюдаются магматические проявления. Северный конец геотраверса расположен на акватории Баренцева моря. Земная кора в районе шельфа данного моря обладает ярковы-

раженной неоднородной структурой. Ее мощность увеличивается от 35 до 40 км, а глубина границы консолидированного субстрата резко погружается в северном направлении до 15 км (K_1). На глубине 20 км предполагается наличие границы со скоростью 6,7 км/с. Ее можно отождествить с кровлей «базальтового» слоя (K_2). На глубине 70—80 км в нижней литосфере обнаружена другая четкая сейсмическая граница, к которой приурочена группа интенсивных низкочастотных сейсмических волн.

ГЕОТРАВЕРС II
АДРИАТИЧЕСКОЕ МОРЕ — КАРПАТЫ — БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Геотраверс II пересекает территорию Югославии, Венгрии и Советского Союза. Общая протяженность составляет около 3600 км. В геотраверс, исходная нулевая точка которого находится на берегу Адриатического моря у г. Цавтат, вошли следующие профили ГСЗ: международный профиль III (Лозница — Канижа — Сегед — Дебрецен — Берегово — Шепетовка — Киев — Гомель), участок профиля Ладожское озеро — Онежское озеро — Белое море и участок Ворзуга — Имандра, пересекающий Кольский полуостров в северо-восточном направлении. На юго-запад геотраверс II продолжается до г. Бари на территории Италии

На югославском участке геотраверса II исследования ГСЗ проводились Институтом геологических и геофизических работ (Белград), на венгерском участке — Геофизическим институтом им. Л. Этвеша (Будапешт), в СССР — на участке Берегово — Шепетовка — Чернигов — Институтом геофизики им. С. И. Субботина АН УССР (Киев), на профиле Киев — Гомель — трестом «Укргеофизразведка», а на профилях Ладожское озеро — Белое море — Ворзуга — Имандра — Ленинградским горным институтом и Ленинградским геофизическим трестом.

При полевых исследованиях на отдельных профилях использовалась различная методика. Как правило, на III международном профиле пункты взрыва и регистрирующую аппаратуру располагали с таким расчетом, чтобы получить корреляционно-увязанную систему годографов для волн (головных и отраженных), характеризующих кровлю консолидированной коры, и регистрацию закритических отраженных волн от поверхности М. На некоторых участках регистрировались головные волны от подошвы коры (М).

Как следует из рис. 2, на котором показаны разрез земной коры вдоль геотраверса и наблюденные годографы с указанием на них типов регистрируемых волн, детальность исследований вдоль геотраверса неодинакова.

Наиболее детальные работы проведены на территории Украинской ССР, где пункты взрыва расположены на расстоянии 20—30 км друг от друга и получены непрерывные годографы с максимальной длиной до 180—200 км.

На профиле Ладожское озеро — Белое море работы выполнялись по методу отраженных волн, а на профиле Ворзуга — Имандра — по методу КМПВ. В районе Динарид и Паннонского бассейна исследования проводились в основном двумя 25-канальными станциями при расстоянии между сейсмографами 150—200 м и были получены неполные годографы.

Геотраверс II начинается на Апулийской эпигерцинской платформе в Италии, пересекает Адриатическую депрессию (I), внешнюю (II) и внутреннюю (III) части Динарских гор, Паннонский бассейн (IV), Закарпатский прогиб (V), Восточные Карпаты (VI), Предкарпатский прогиб (VII), Волыно-Подольскую плиту (VIII), северо-западную часть Украинского щита (IX), Днепровско-Донецкий авлакоген (X), Воронежский массив (XI) и Балтийский щит (XII). Каждый из перечисленных участков характеризуется различным строением коры, что естественно, поскольку перечисленные регионы отличаются друг от друга своим геологическим строением и историей развития. Составление геотраверса проводилось с целью изучения этих изменений в строении земной коры. Несмотря на различие в строении земной коры отдельных участков, можно выделить следующие типы волн, характерных для всего геотраверса:

1) P^0 — преломление волны от границ в осадочной толще;

2) P_1 — преломление волны ($v = 5{,}8 \div 6{,}4$ км/с) от поверхности консолидированной коры, сложенной кристаллическими породами различного возраста;

3) $P_{2отр}$ — отраженные волны от границ в консолидированной коре;

4) P_2, P_3 — преломленные волны ($v = 6{,}5 \div 7{,}0$ км/с) в Днепровско-Донецкой впадине и в складчатой зоне Карпат, связанные с породами основного состава консолидированной коры;

5) $P^{M}_{отр}$ — группа отраженных волн, характеризующих переходную зону кора — мантия, в районе Карпат наблюдаются два волновых пакета с одинаковой динамической выразительностью $P^{M}_{отг}$ (К—М) и $P^{M}_{1отр}$, причем верхняя граница (К—М) характеризуется граничной скоростью 7,5—7,6 км/с, которая отождествляется с поверхностью Мохо, образовавшейся в альпийское время; вторая волна $P^{M}_{1отг}$ характеризует границу, залегающую на больших глубинах (≈ 60 км), и эта поверхность М, видимо, возникла в раннепротерозойское время;

6) волна P^{M} — преломленная ($v = 7{,}9 \div 8{,}1$ км/с), характеризует поверхность Мохо в районе Паннонского бассейна, Украинского щита и других нескладчатых областей.

Скоростная характеристика земной коры связана в основном с ее геологическим строением.

В настоящее время еще нет универсального метода определения скоростных параметров отдельных слоев земной коры, поэтому исследователи используют различные способы для решения этой задачи. Достоверность полученных результатов по определению скоростных параметров зависит в первую очередь от имеющихся первичных материалов, т. е. системы наблюденных годографов. Несмотря на сказанное выше, полученные данные имеют большое значение для познания структуры коры и верхней мантии и протекающих в них процессов.

По второму геотраверсу нами получены скоростные колонки по четырем регионам: Паннонская впадина, горные Карпаты, западный склон Украинского щита и Балтийский щит. Кроме того, до данным сейсмокаротажа, известна скоростная колонка осадочного чехла Днепровско-Донецкого авлакогена и Паннонской впадины на участках пересечения III профиля ГСЗ.

В районе Паннонской впадины скорости в осадочном чехле увеличиваются от 2,6 до 4,0—4,5 км/с (на глубине 2,0—2,5 км). Поверхность доавстрийского фундамента характеризуется скоростью 5,5—5,8 км/с, причем, согласно расчетам, в интервале глубин 2—8 км $v = 5{,}8$ км/с. Ниже скорость увеличивается до 6,1 км/с (8—19 км) и на глубине 19 км скачкообразно возрастает до 6,8 км/с. На глубине 26 км залегает поверхность Мохо, на которой $v_г = 8{,}1$ км/с. В Карпатском регионе закон изменения скорости с глубиной довольно сложный. От дневной поверхности до глубин порядка 4—7 км происходит постепенное или скачкообразное увеличение скорости от 2,5 км/с (в молодых осадочных отложениях) до 5,4—5,5 км/с (на глубине 6—7 км). Значительный скачок скорости (5,4—6,0 км/с) наблюдается на глубине 11 км, причем это, видимо, обусловлено наличием на этой глубине поверхности консолидированной коры (граница $К_1$). На глубине 19—20 км наблюдается сейсмическая граница ($К_3$), прослеженная только в пределах Карпатского орогена, где скорость также резко возрастает до 6,8 км/с. Условно можно ее отождествить с кровлей «базальтового» слоя. На глубине 35 км имеется резкая сейсмическая граница с $v_г = 7{,}7$ км/с (К—М), от которой наблюдаются характерные закритические отражения, подобные отражениям от поверхности Мохо. Ниже горизонта К—М пластовая скорость составляет около 7,7 км/с, что по упругим свойствам соответствует коро-мантийной «смеси».

На Украинском щите и его юго-западном склоне скоростные характеристики верхней части коры определялись на основании годографов рефрагированных волн до глубин порядка 10 км. При этом установлено, что скорость с глубиной постепенно увеличивается и на глубине 5 км составляет 6,3 км/с, глубже, в интервале 5—11 км, наблюдается слой с пониженной скоростью ($v_{пл} = 6{,}2$ км/с), ниже которого скорость увеличивается до 6,4 км/с, после чего на глубине 17—23 км вновь обнаружена инверсия скорости (6,3 км/с). Начиная с глубины 23 км и до 41 км скорость постепенно возрастает (от 6,4 до 7,2 км/с), затем наблюдается ее скачок на поверхности М до 8,2 км/с.

В районе Днепровско-Донецкой впадины скорость в осадочной толще достигает 5,5 км/с, а в так называемом «гранитном» слое — 6,0—6,4 км/с.

На Балтийском щите верхняя часть земной коры до глубин 15—18 км характеризуется скоростями порядка 6,0—6,4 км/с, а нижняя—6,6—6,8 км/с.

Резюмируя все сказанное, необходимо констатировать, что закон изменения скорости с глубиной вдоль рассматриваемого геотраверса в каждом регионе характеризуется своими специфическими чертами. Так, в земной коре Украинского и Балтийского щитов наблюдаются слои с пониженными скоростями. В этих же регионах нижний комплекс коры со скоростями порядка 7 км/с («базальтовый») имеет небольшую толщину (всего 8—10 км) и отсутствует четкая сейсмическая граница между указанным и вышележащим комплексами пород. В коре Венгерской впадины мощность «базальта» невелика, а под Днепровско-Донецкой впадиной и Складчатыми Карпатами она значительна. Скоростной разрез Карпат аномален, здесь, как было отмечено, в низах коры имеются две близкие по своим свойствам границы. Сопоставление с данными приповерхностной геологии позволяет разделить эти границы по времени образования и считать верхнюю из них (К—М) более молодой, возникшей в альпийском этапе развития.

Основными сейсмическими горизонтами являются поверхность консолидированной коры (K_1) и ее подошва — раздел М.

Поверхность K_1 (фундамент) представлена дорифейскими, байкальскими и герцинскими складчато-метаморфизованными образованиями. Выше располагается осадочный чехол, в котором местами выделяются самостоятельные, иногда весьма интенсивно дислоцированные и видоизмененные структурные этажи. В областях с байкальским и более молодым фундаментом дорифейский субстрат обычно не прослеживается и его местами можно выделить лишь предположительно.

Рассмотрим поведение рассматриваемой поверхности K_1 (с юго-запада на северо-восток).

В районе Адриатического моря мощность осадочной толщи непосредственно сейсмическими исследованиями не определялась и только на основании других геофизических работ и общих геологических соображений оценивается в 15 км.

Максимальная глубина зелегания фундамента под Динаридами составляет около 10 км.

На югославском участке Паннонского бассейна строение фундамента очень сложное. В районе Канижа — Фрушка гора — Ложница фундамент прослеживается на глубине 1—5 км и осложнен многочисленными разломами, образуя отдельные глыбы. Юго-западнее г. Ложница фундамент погружается, образуя местами характерные структурные формы, какими являются, например, сводовые формы в районе г. Хан Пийесак и Горажде. Глубина залегания отдельных блоков изменяется в зависимости от погружения фундамента Так, в районе г. Автовац, где наблюдается сброс с амплитудой 2 км. юго-западный блок приподнят в районе г. Горазде, северо-восточный блок опущен.

В Паннонском бассейне (ВНР) над поверхностью фундамента прослеживается так называемое «предавстрийское основание бассейна», сложенное образованиями палеозоя и мезозоя. На них местами залегают очень мощные отложения верхнего мела, палеогена. неогена и антропогена Глубина залегания доавстрийского фундамента (по данным бурения и сейсмических работ) вдоль профиля колеблется в пределах 1—7 км. На глубине 6—9 км сейсмическим зондированием выявлен фундамент (горизонт K_1) со скоростью 6,1 км/с.

В Закарпатской впадине горизонт K_1 залегает на глубине 6—8 км, а в районе Восточных Карпат он погружается до глубин 10—12 км, причем во многих местах нарушен разломами, амплитуда которых достигает 2—3 км. Несколько юго-западнее г. Долина обнаружен разлом с амплитудой порядка 5 км, по которому поверхность фундамента опущена до глубины 15 км, образуя Предкарпатскую впадину. В районе ПК 170 происходит воздымание поверхности фундамента с глубины 15 до 5 км. На этом участке метаморфизованный фундамент Восточных Карпат контактирует с древним фундаментом Восточно-Европейской платформы (Волыно-Подольская плита). Здесь поверхность фундамента постепенно воздымается в северо-восточном направлении и в районе г. Шепетовка практически выходит на дневную поверхность. Петрографическое строение фундамента очень разнообразное. В основном он сложен гранитами, гнейсами,

различными магматическими породами, местами габбро и лабрадоритами (Коростенский плутон), которые характеризуются скоростью распространения упругих волн до 7 км/с и залегают на дневной поверхности.

В Днепровско-Донецком авлакогене, на участке геотраверса, где поверхность фундамента залегает на глубине 4—5 км, погружение в грабен происходит по крупным ограничивающим разломам.

На Балтийском щите, как и на Украинском, древний кристаллический фундамент обнаружен. Верхняя часть коры, изученная методом отраженных волн, имеет очень сложное строение. Наблюдаются многочисленные сейсмические горизонты, залегающие под очень крутыми углами, разрывные нарушения и др.

Основание земной коры — раздел М, показан на геотраверсе неодинаковыми обозначениями, отражающими различия в системах наблюдений, классах использованных волн и интерпретационных подходах. В юго-западной части геотраверса сплошная линия осредняет отдельные площадки в основании коры, построенные по неполным системам наблюдений. На территории СССР, где плотность годографов велика, отстроены все прослеженные элементы, их появление и исчезновение отражают реально существующую ситуацию, а не являются результатом неполноты системы наблюдений.

На территории Италии, под Апулийской платформой, толщина коры достигает 40 км. Мощность коры под Адриатическим морем, очевидно, значительно меньше.

В районе Динарид максимальная глубина до раздела М приурочена к внешней зоне складчатого сооружения, она равна здесь 42—43 км. Северо-восточнее основание коры достаточно резко воздымается к г. Ложнице, где глубина до границы М составляет всего 25 км. Этот район по значению мощности коры тяготеет к краевой части Паннонского срединного массива, под которым раздел М находится на глубинах 25—30 км. В районе Фрушки гора подошва коры образует неглубокую синклиналь. На многих участках граница М разбита разломами, амплитуда которых достигает местами 2—3 км и более.

На территории Венгерской Народной Республики, в пределах Паннонского массива, граница М залегает на глубине 25—28 км. Зона перехода кора — мантия в рассматриваемой части геотраверса характеризуется двумя сейсмическими границами, отстоящими друг от друга по глубине на 1—1,5 км. От более глубокой из этих границ, показанной на разрезе, регистрируются более характерные закритические отражения. Методические особенности исследований, проведенных в этом районе, не позволили выявить разломы по разделу М, которые, по-видимому, существуют, но имеют, надо полагать, сравнительно небольшие амплитуды.

Под Закарпатским прогибом раздел М находится на глубине 27—28 км, к Карпатам она увеличивается до 30 км.

Северо-восточнее Перипьенинского линеамента (Закарпатского разлома), под Складчатыми Карпатами, выше раздела М прослеживается еще один подобный ему по отражающим свойствам сейсмический горизонт К—М, ниже которого пластовые скорости составляют около 7,6 км/с. Глубина до горизонта К—М 30—40 км, до раздела М — 55—60 км. Появление комплекса пород К—М в основании земной коры Карпат связано, очевидно, с глубинными процессами альпийского геотектонического цикла. Раздел М, вероятно, более древний, он сопоставляется с раннепротерозойским разделом М Восточно-Европейской платформы.

В районе Волыно-Подольской плиты и в западной части Украинского щита толщина коры составляет 40—45 км. Только в районе Шепетовки глубина до раздела М увеличивается до 50—52 км.

Под западной частью Днепровско-Донецкого авлакогена кора утоняется до 35—36 км, раздел М образует под впадиной валообразное поднятие северо-запад—юго-восточного простирания.

Под Балтийским щитом, в районе Ладожского озера, толщина земной коры 40—42 км, на участке Варзуга — Имандра — 30—35 км.

Сейсмические границы с $v_г \approx 7$ км/с, которые можно было бы сопоставить с разделом Конрада, в пределах геотраверса выделяются лишь местами (Карпаты и Днепровско-Донецкий авлакоген). В остальных районах они уверенно не прослежены.

Судя по колонкам скорости, приведенным под разрезом, низы коры почти повсеместно характеризуются скоростя-

ми 6,7—7,2 км/с, свойственными породам основного состава («базальтовому» слою). Мощность этого слоя под Венгерской впадиной невелика, под Украинским и Балтийским щитами равна 8—10 км, под Карпатами — до 16 км.

Глубинные разломы вдоль геотраверса выделены не повсеместно и изучены с различной степенью детальности, что в очень большой мере является следствием различий в системах наблюдений, применявшихся в разных регионах. Главные разломы все же выделены. Это разрывы, ограничивающие Динариды, Паннонский срединный массив, Карпаты, Восточно-Европейскую платформу, Днепровско-Донецкий авлакоген и др.

ГЕОТРАВЕРС III

ЧЕРНОЕ МОРЕ — ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Геотраверс III протяженностью около 3300 км расположен только на территории СССР и состоит из ряда профилей ГСЗ, выполненных на протяжении последних 10 лет различными организациями: Институтом океанологии АН СССР, Институтом геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, ВНИИГеофизикой МГ СССР, трестом «Спецгеофизика» МГ СССР. Трасса геотраверса проходит через следующие города и населенные пункты: Симферополь, Запорожье, Харьков, Липецк, Кострому, Котлас, Ухту, Печору, Воркуту (рис. 3).

Геотраверс III начинается на юге в Черноморской впадине (I—II), пересекает Скифскую платформу в районе Степного Крыма (III), затем территорию Восточно-Европейской платформы (IV—VII) и заканчивается на крайнем северо-востоке европейской части СССР в районе Полярного Урала (IX—XII). Геотраверс пересекает с юга на север следующие геоструктурные зоны: Черноморскую впадину (I), Горный Крым (II), Причерноморскую впадину (III), Украинский щит (IV), Днепровско-Донецкий авлакоген (V), Воронежский массив (VI), Пачелмский авлакоген (VII), Московскую синеклизу (VIII), включающую Яринскую впадину (VIIIа) и Предтиманский прогиб (VIIIб), Тиманский кряж (IX), Печорскую синеклизу (X), включающую Печорскую впадину (Xа), Печорскую гряду (Xб) и Большесиннинскую впадину (Xв), гряду Чернышева (XI), Воркутинский прогиб (XII).

В связи с тем, что сейсмические исследования вдоль рассматриваемого геотраверса проводились в разные годы, многими организациями и различной аппаратурой, методика наблюдений на отдельных профилях ГСЗ несколько различалась. Однако корреляция волнового поля вдоль всего геотраверса весьма надежна. Отождествлены и прокоррелированы волны, связанные с границами в осадочной толще; преломленные волны на поверхности консолидированной коры; преломленные и отраженные волны от подошвы земной коры и ряд волн от границ в толще консолидированной коры. На севере геотраверса выделены и обменные проходящие волны.

По результатам сейсмических исследований вдоль профиля III составлено восемь скоростных моделей, соответствующих основным тектоническим элементам рассматриваемой территории (рис. 3).

В земной коре Черноморской впадины (мощность 28—30 км) скорость увеличивается с глубиной: в осадочной толще постепенно от 3,5 до 6,0 км/с, на глубине 15 км — скачкообразно до 7 км/с и на разделе М — до 8,2 км/с.

В Горном Крыму скорости по вертикали изменяются по иному закону, чем в Черноморской впадине. Вблизи поверхности скорость равна 5,4 км/с, она постепенно увеличивается до 6,2 км/с на глубине 10 км. Затем скорость остается практически постоянной. На глубине 20—25 км выделяется слой с пониженной скоростью — порядка 5,7 км/с, ниже которого отмечается постепенное увеличение скорости до 7,7 км/с у подошвы земной коры. На поверхности Мохо наблюдается скачок скорости до 8,2 км/с.

Для скоростной модели Украинского щита характерно постепенное увеличение скорости с глубиной. В интервале глубин 8—15 км, возможно, существует слой с пониженной скоростью, особенно четко он выделяется в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена.

Воронежский массив характеризуется довольно простым законом изменения скорости с глубиной. Практически здесь имеются три слоя, на границах которых скорость возрастает на 0,6—0,7 км/с, а в самих слоях отмечается постепенное увеличение скорости с глубиной.

Пачелмский прогиб также характеризуется увеличением скорости с глубиной без заметной ее инверсии в консолидированной коре.

И, наконец, на крайнем севере в районе Тимано-Печорской эпибайкальской платформы наблюдается скачкообразное увеличение скорости с глубиной, причем в низах консолидированной коры здесь отмечается более резкий градиент возрастания скорости с глубиной.

Некоторые усредненные данные о толщине отдельных слоев по рассматриваемому геотраверсу приведены в табл. 1. Как следует из рассмотрения ее данных, за исключением района Черноморской впадины, толщина земной коры вдоль геотраверса в среднем 40—42 км, причем мощность «базальтового» слоя составляет практически везде 12—15 км, а суммарная мощность осадочного и «гранитного» слоев достигает в среднем 30 км. Некоторое отступление от указанной закономерности наблюдается в районе Днепровско-Донецкого авлакогена и в Донбассе, где на отдельных участках «гранитный» слой имеет очень небольшую мощность (при значительной толщине осадочного слоя).

Благодаря использованию больших промышленных взрывов в районах Московской синеклизы и эпибайкальской платформы получены длинные (до 1500 км) годографы, на основании которых рассчитаны скорости распространения сейсмических волн до глубин 150—180 км. В районе Московской синеклизы на глубинах 60—80 км в верхней части мантии обнаружен слой с пониженной скоростью ($v_{пл} = 8{,}1 \div 8{,}2$ км/с). Наблюдается также некоторое уменьшение скорости в верхней части мантии, непосредственно под поверхностью Мохо, в районе Московской и Печорской синеклиз.

Рассмотрим структуру земной коры вдоль геотраверса.

Поверхность консолидированной коры (поверхность фундамента) представлена породами различного возраста: юрско-триасовыми метаморфизованными образованиями в районах Скифской платформы (Причерноморской впадины), дислоцированными породами рифея в районе Тимано-Печорской эпибайкальской платформы и породами протерозоя и архея в районе Восточно-Европейской платформы. На крайнем юге в районе Черноморской впадины, в Горном Крыму и в Причерноморской впадине поверхность консолидированной коры залегает на глубинах 15—10 км, постепенно воздымаясь в северном направлении, а в пределах Украинского щита практически выходит на дневную поверхность. Днепровско-Донецкий авлакоген, располагающийся между Украинским щитом и Воронежским массивом, отличается от перечисленных структур большой (до 20 км) мощностью осадочного слоя и сокращенной (<20 км) мощностью консолидированной коры, большая часть которой представлена высокоскоростными породами ($v_{пл} = 7$ км/с). Осадочный слой здесь включает не только фанерозойские отложения, но и рифейские образования большой мощности со скоростями распространения сейсмических волн порядка 5,5 км/с. Резкое увеличение мощности осадочных образований в районе Днепровско-Донецкого авлакогена происходит по глубинным разломам значительной амплитуды.

Воронежский массив имеет осадочный чехол небольшой мощности, сложенный додевонскими и каменноугольными отложениями. В северном направлении (к Московской синеклизе) поверхность фундамента погружается и достигает 3—5 км.

В пределах Тиманского кряжа оверхность фундамента залегает на глубинах 1,5 км, погружаясь в северном направлении. В районе Печорской синеклизы

Таблица 1

Слой	Черноморская впадина	Горный Крым	Украинский щит	Днепровско-Донецкий авлакоген	Воронежский массив	Пачелмский прогиб	Эпибайкальская платформа на севере европейской части СССР
Осадочный	15	10	—	20	2	4	3
«Гранитный»	—	20	32	10	24	25	27
«Базальтовый»	13	15	13	12	15	13	15
Мощность земной коры	28	45	42	42	42	42	45

мощность осадочного чехла достигает 8—12 км.

Таким образом, поверхность фундамента вдоль рассматриваемого геотраверса залегает на большей его части сравнительно неглубоко (3—5 км) и только на крайнем севере в районе Печорской синеклизы и на юге в районе Причерноморской и Черноморской впадин она залегает на значительных глубинах (до 10—15 км). Исключение составляет Днепровско-Донецкий авлакоген, расположенный в теле Восточно-Европейской платформы, где мощность осадков достигает в некоторых местах 20 км.

Второй сейсмической границей, которая прослежена вдоль всего геотраверса, является поверхность М. На крайнем юге в пределах Черноморской впадины эта поверхность залегает на глубине 28—30 км, причем в центральной части впадины отсутствует или имеет очень небольшую мощность—«гранитный» слой. Таким образом, осадочный чехол залегает здесь непосредственно на породах, характеризующихся скоростью порядка 6,8—7,2 км/с. Севернее по профилю, в районе Го ного Крыма, мощность земной коры составляет 45—50 км. Глубинный разлом, разделяющий районы с тонкой (Черноморская впадина) и толстой (Горный Крым) корой трассируется в рассматриваемом районе в широтном направлении на большом протяжении.

Под Причерноморской впадиной раздел М залегает на глубинах не ядка 40 км, севернее, под Украинским щитом, местами — до 50 км. Столь толстая кора приурочена здесь к зонам раннепротерозойских геосинклиналей, под которыми, таким образом, сохранились «корни» древних гор.

Под Днепровско-Донецким авлакогеном основание земной коры воздымается до глубины 38 км, а местами и того меньше. На ряде участков, где раннепротерозойские геосинклинали Украинского щита пересекают авлакоген, выделяются два расположенных друг над другом раздела М. Очевидно, они разновозрастны: более глубокий — раннепротерозойский, более мелкий — синхронный со временем образования авлакогена.

Под Воронежским массивом толщина земной коры в среднем около 45 км. Лишь на отдельных узких участках, где развиты раннепротерозойские отложения Курской магнитной аномалии, мощность коры увеличивается до 50 км.

Под Пачелмским авлакогеном глубина до раздела М 43—45 км, под Яринской впадиной в Московской синеклизе — 37—38 км.

Толщина земной коры Тимано-Печорской эпибайкальской платформы близка к 40 км. Под Тиманским кряжем раздел М несколько прогнут, под отдельными участками Печорской синеклизы он воздымается до 38—39 км. Рельеф основания коры в целом расчленен здесь мало, в связи с этим различия между разнородными тектоническими структурами проявлены слабо. Фундамент миогеосинклинальной зоны имеет меньшие значения граничных скоростей, чем фундамент эвгеосинклинальной зоны. Такие же соотношения средних скоростей в консолидированной коре. Граничные скорости вдоль раздела М имеют обратные соотношения. Так, для миогеосинклинальной зоны типичны значения $v_г$ = = 8,4 км/с, для эвгеосинклинальной — 3,0 км/с.

Строение консолидированной коры эвгеосинклинальной зоны более сложное, чем миогеосинклинальной. Относительно крутые изгибы слоев внутри нее отмечаются на участке Центрально-Печорских дислокаций (Печорская гряда и Колвинское поднятие), они не находят, однако, сколько-нибудь четкого отображения в рельефе основания коры. Это позволяет предположить, что возраст раздела М здесь моложе времени формирования названных структур и едва ли выходит за пределы герцинского тектонического этапа.

Для выяснения тонких особенностей строения раздела М в районе северного склона Украинского щита проведены исследования методом общей глубинной точки с двенадцатикратным перекрытием. Построения при этой методике, использующей докритические отражения вблизи пункта взрыва, более достоверны, чем при любой другой методике. Они показали, что раздел М в исследованном районе представляет собой переходную зону, состоящую из многочисленных непротяженных, зачастую перекрещивающихся между собой отражающих площадок. Показанная на разрезе граница М является, таким образом, лишь усредняющей поверхностью. Вследствие такого усреднения, особенно сильного при

3646

разреженных и малодетальных системах наблюдений, снижается эффективность обнаружения и прослеживания разломов. Это сказалось, по-видимому, в центральной и северной частях геотраверса, где в отличие от южной части разломы не показаны. Надо полагать, что они есть в пределах всего геотраверса, *хотя на юге при приближении к области* активных деформаций Средиземноморского складчатого пояса количество и амплитуды разломов, несомненно, должны быть больше.

Анализ геотраверса позволяет сделать следующие выводы:

1. Несмотря на существенные различия в методике сейсмических наблюдений и использовании при интерпретации различных классов волн, основные сейсмические границы и скоростные параметры земной коры и верхов мантии определены достаточно надежно.

2. Геотраверс характеризует земную кору альпийской зоны юга СССР, *древней Восточно-Европейской платформы и* молодых плит, обрамляющих ее с юга (Скифская) и севера (эпибайкальская). Земная кора этих четырех разнотипных геологических регионов существенно различна по своему строению и свойствам.

Земная кора и верхняя мантия *перечисленных регионов характеризуются* существенными горизонтальными неоднородностями, которые проявляются в резком изменении структуры и физических свойств осадочного чехла, в существовании крупных блоков в фундаменте и более глубоко залегающих горизонтов. Однако для земной коры *характерны общие для различных* тектонических регионов свойства, которые выражаются в том, что она состоит из двух существенно различающихся по физическим параметрам объектов — осадочной толщи и консолидированной коры, причем в последней выделяются верхняя (низкоскоростная — $v \approx 6{,}0 \div 6{,}4$ км/с) *и нижняя* (*высокоскоростная* — $v \approx 6{,}8 \div 7{,}2$ км/с) части. Резкой сейсмической границы между этими частями консолидированной коры, как правило, не наблюдается.

3. Увеличение глубин до поверхности Мохо по сравнению с их средним уровнем (~40 км) наблюдается в областях *распространения раннепротерозойских* отложений (где ранее существовали геосинклинальные зоны указанного возраста); *уменьшение толщины коры в* районах распространения архейских пород. В связи с указанной закономерностью можно сказать, что глубины до поверхности Мохо связаны как с тектоническими факторами, так и с термодинамическими условиями глубинных недр, определяющими возможность фазовых *переходов вещества земной коры в* породы верхней мантии, или с действием каких-то более сложных процессов. Уровень глубин, на котором возможны эти переходы и процессы, может быть примерно равным 40 км, так как ему соответствуют преобладающие глубины до поверхности Мохо. Этот уровень также соответствует оптимальному уровню статического давления (порядка 10 кбар), при котором происходит реакция эклогитизации пород основного ряда при температурах 800—1000° С.

4. Сопоставление результатов ГСЗ с магнитным и гравитационным полями указывает на следующие закономерности: *рядовые магнитные аномалии* связаны в основном с неоднородностями верхней части консолидированной коры и не коррелируются с более глубоко залегающими объектами; в то же время интенсивные магнитные аномалии, вызванные наличием железистых пород в отложениях раннепротерозойских *геосинклинальных областей, приурочены к* зонам древних «корней» гор указанного возраста. Таким образом, эти интенсивные магнитные аномалии являются определенными индикаторами, позволяющими определять зоны с утолщенной корой. Абсолютные значения региональной составляющей гравитационного поля (*аномалий Буге*) *в общих чертах* отражают среднюю глубину залегания поверхности Мохо вдоль линии профиля. Однако в пределах отдельных регионов локальные аномалии Буге связаны главным образом с неоднородностями верхней части консолидированной коры и лишь в редких случаях отражают *особенности глубинного строения.*

ГЕОТРАВЕРС IV
СЕВЕРО-ГЕРМАНСКАЯ ВПАДИНА — СВЕНТОКШИСКИЕ ГОРЫ — УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Геотраверс IV (рис. 4) расположен на территории ГДР (*Бисмар* — Берлин — Форстенвальде), Польши (Вроцлав — Честохова — Кельце) и СССР (Рава-

Русская — Тернополь — Голованевск — Таганрог) и составляет около 1500 км. В геологическом отношении геотраверс пересекает следующие тектонические регионы: на территории ГДР Восточно-Эльбский массив; в пределах Польши палеозойскую платформу и три тектонических единицы в Юго-Восточной Польше, а именно район, который В. Пошарийский относит к байкалидам (однако И. Зноско предполагает, что здесь распространена каледонская складчатость), Предкарпатский прогиб и окраину Восточно-Европейской платформы; в СССР он расположен в пределах Львовского палеозойского прогиба, Волыно-Подольской плиты и Украинского щита.

Как видим, в западной части рассматриваемого геотраверса тектоническое строение верхней части коры очень сложное, поэтому до сего времени у геологов нет единого мнения о возрасте и, естественно, происхождении той или иной тектонической структуры. Кроме того, необходимо отметить, что краевые зоны Восточно-Европейской платформы на территории Польши многие исследователи называют зоной линии Тейссейра — Торнквиста.

Полевые исследования на рассматриваемом геотраверсе проводились в течение последних нескольких лет специалистами отдельных стран. В пограничной зоне СССР — ПНР работы выполнялись совместно польскими и советскими специалистами. На территории СССР и ПНР при полевых исследованиях использовалась методика непрерывного профилирования, причем предусматривалась регистрация головных (рефрагированных) и отраженных волн от главных границ в земной коре, включая поверхность Мохо. Максимальные расстояния, при которых регистрировались волны, достигали 300 км. На территории ГДР полевые работы проводились с помощью аппаратуры «Земля». Этот метод был усовершенствован в ГДР, применяется с 60-х годов и основан на комплексном использовании продольных, поперечных и обменных волн, возникших при взрывах и землетрясениях.

В пределах геотраверса зарегистрированы следующие группы волн: 1) преломленные и отраженные волны от сейсмических границ в осадочной толще; 2) преломленные (рефрагированные) волны от кровли кристаллического фундамента, характеризующиеся скоростью 5,8—6,6 км/с; 3) рефрагированные и отраженные волны от границ в верхней части коры («гранитный» слой); 4) отраженные волны от поверхностей в нижней части коры (возможно, от поверхности Конрада); 5) преломленные и отраженные (как правило, закритические) от границы М; во многих случаях от нескольких границ М, залегающих в нижней литосфере; 6) обменные волны от границ в верхней и нижней частях земной коры.

Анализ волнового поля свидетельствует об очень сложном строении земной коры, наличии глубинных разломов, протягивающихся от поверхности кристаллического фундамента до границы М (возможно, и нижней литосферы), существование отдельных блоков земной коры, отличающихся друг от друга физическими параметрами, количеством сейсмических границ и др.

Сейсмические границы в осадочных отложениях характеризуются различными граничными скоростями, динамическими особенностями волн (как преломленных, так и отраженных) и др. Кажущиеся скорости, наблюдаемые от некоторых осадочных горизонтов, достигают 6 км/с, что характерно для Юго-Восточной Польши. Несколько меньшие скорости наблюдаются в районе Львовского палеозойского прогиба (порядка 5,3—5,7 км/с).

Волны от поверхности консолидированной коры в районе палеозойского прогиба регистрируются в первых вступлениях до 60—80 км. Граничная скорость, характеризующая указанную поверхность, изменяется от 5,8 до 6,6 км/с. Как видим, различие граничных скоростей в осадочных отложениях Львовского прогиба и кристаллического фундамента очень небольшое, что, естественно, затрудняет однозначное определение природы той или иной волны. На Украинском щите кристаллический субстрат характеризуется устойчивой слаборефрагированной волной с $v^* = 6{,}0 \div 6{,}2$ км/с, прослеживающейся в первых вступлениях непосредственно от пунктов возбуждения.

Отраженные волны от границ в консолидированной коре нерегулярны, малоинтенсивны, имеют обычно характер отдельных вступлений с малопротяженными осями синфазности. Они регистри-

руются на удалениях 20—70 км от источника упругих колебаний. На Украинском щите и в пределах эпи палеозойской платформы Польши на расстояниях от 75—80 до 140—160 км от пунктов взрыва в последующих вступлениях зарегистрированы интенсивные отраженные волны $P_{2_{отр}}$ с кажущимися скоростями 7,5—6,5 км/с. Соответствующая им граница располагается на глубине 15—20 км и, по-видимому, отвечает подошве развитого здесь корового волновода. В первых вступлениях нет волн со скоростями 6,8—7,0 км/с. Это указывает на отсутствие в пределах рассматриваемой территории четко выраженного раздела Конрада или на очень малую толщину «базальтового» слоя.

От раздела М повсеместно получены как отраженные (закритические), так и преломленные волны. Особенности годографов отраженных волн свидетельствуют о наличии переходной зоны между корой и мантией. В некоторых районах зарегистрирована не одна, а несколько волн, отраженных от границ в основании земной коры (Львовский прогиб и др.). Малоинтенсивные преломленные волны от раздела М прослежены только в первых вступлениях на удалениях 200—250 км от пунктов возбуждения.

На расстоянии 240—300 км от источника зарегистрированы интенсивные отраженные волны, приходящие, по всей вероятности, от границ в нижней литосфере.

Порегионное распределение скоростных параметров в земной коре видно из колонок, изображенных на рис. 4 ниже разреза. В ГДР (Северо-Германская впадина) по данным обменных волн скорости продольных и поперечных волн скачкообразно увеличиваются с глубиной без заметных градиентных изменений.

В пределах палеозойской платформы Польши изменение скорости с глубиной более сложное. В осадочных отложениях скорость составляет 4,2—5,8 км/с. В консолидированной коре происходит постепенное нарастание значений до 6,0 км/с на отметке 8 км, затем скорость уменьшается. Слой с пониженной скоростью имеет значительную мощность (12—13 км). На глубине 21 км значения вновь резко увеличиваются от 6,0 до 6,8 км/с. На отметке 28 км скорость достигает 7,8 км/с, на глубине 35 км — 8,1 км/с (раздел М). Обращает на себя внимание слой со скоростью 7,8 км/с, который, возможно, соответствует комплексу пород, преобразованных процессами зоны перехода кора — мантия. Под Свентокшискими горами скоростная колонка также сложная. На глубине 16—20 км выявлен слой с пониженной скоростью, в нижней части коры скорость увеличивается до 7,35 км/с.

Под Львовским прогибом скоростная функция $v = f(h)$ упрощается. В осадочном чехле прослежен ряд преломляющих горизонтов с большими граничными скоростями, ниже чехла скорость скачкообразно возрастает. Инверсии скорости в консолидированной коре этого района не обнаружено. Ниже раздела М в верхней мантии выявлен горизонт со скоростью 8,4 км/с.

Наиболее полно изучена скоростная колонка Украинского щита. Распределение скоростей в верхней части земной коры этого региона изображено в виде изолиний. Здесь выделен волновод, подошва которого является хорошей отражающей границей. Мощность волновода в среднем 10 км. По всем графикам $v = f(h)$ скорости 7,0 км/с («базальтовый» комплекс) появляются в разрезе не раньше 35 и более километров. Таким образом, мощность этого комплекса под Украинским щитом невелика и не превышает 10 км. Верхняя, резко дислоцированная часть коры щита соответствует «гранитному» слою, в ней лишь местами имеются высокоскоростные «вкрапленники», образуемые интрузивными породами основного состава (габбро-лабрадориты и т. п.). Раздел М, по данным преломленных волн, полученным в достаточно большом количестве на удлиненных до 250 и более километров годографах, характеризуется скоростями 8,1—8,4 км/с.

Структура земной коры и ее слоев вдоль рассматриваемого геотраверса изменяется в широких пределах, что вполне закономерно, так как он пересекает различные тектонические регионы.

На крайнем северо-западе, на территории ГДР, наблюдаются многочисленные сейсмические границы (вернее, границы обмена) или переходные зоны, полученные на основании наблюдений с помощью аппаратуры «Земля». В осадочной толще наблюдаются две границы K_1^0 и K_2^0, которые характеризуют поверхность варисцийского и каледонского фундаментов.

Сейсмическая граница K_1, ниже которой залегают породы со скоростью 6,1—6,2 км/с, приурочена к поверхности докембрийского фундамента и залегает на глубине 10—12 км.

Несколько восточнее, на территории Польши, поверхность докембрийского фундамента не прослежена. Сейсмический горизонт (K_2^0?), показанный на разрезе, по всей вероятности, является поверхностью каледонского фундамента. В районе Львовского палеозойского прогиба древний фундамент (K_1) залегает на глубине 7—8 км, причем максимальная мощность вышележащих осадочных отложений (9 км) наблюдается в районе государственной границы между ПНР и СССР, восточнее горизонт K_1 постепенно воздымается и на Украинском щите практически выходит на дневную поверхность. С этого участка геотраверс IV проходит уже по Украинскому щиту, где поверхность дорифейского фундамента залегает на глубине 20—100 м, а в некоторых районах он обнажен. Таким образом, поверхность докембрийского фундамента, начиная с юго-восточного конца геотраверса до пикета 650 залегает горизонтально у дневной поверхности, затем постепенно погружается в северо-западном направлении и достигает максимальных глубин на территории ГДР. До сего времени вопрос о поведении рассматриваемого фундамента в районе Свентокшиских гор (на территории Польши) не выяснен.

Вторым, наиболее протяженным сейсмическим горизонтом является поверхность Мохо.

На территории ГДР зона перехода кора — мантия представлена двумя границами: M и M_1. Ее толщина варьирует в пределах 1—2 км в районе Восточно-Эльбского региона, где наблюдаются интенсивные гравитационные и магнитные аномалии, и 5—8 км — в остальной части геотраверса. Толщина земной коры на этом участке 32—35 км. Далее на юго-восток, в пределах палеозойской платформы (ПНР), граница M залегает на глубине 30—35 км. Для Предсудетского района характерно наличие в низах коры двух границ со скоростями 7,7 и 8,2 км/с. Вероятно, указанные поверхности определяют верхнюю и нижнюю границы переходной зоны между земной корой и верхней мантией. Толщина этой зоны изменяется от 4 до 9 км. На разрезе поверхность Мохо отождествляется с нижней границей. Можно предположить, что верхняя граница с $v = 7{,}7$ км/с является молодой границей Мохо, как это наблюдаем в районе Карпат и Днепровско-Донецкого авлакогена. В настоящее время еще нет достаточных данных для однозначной трактовки данного положения.

Как видим, из разреза в районе палеозойской платформы и Свентокшиского антиклинория поверхность Мохо нарушена многочисленными тектоническими разломами небольшой амплитуды.

В районе сочленения Свентокшиского антиклинория с Львовским палеозойским прогибом поверхность Мохо по нескольким глубинным разломам погружается с 35 до 45—50 км.

Участок геотраверса между пикетами 900—985 очень сложный. Здесь прослежено несколько сейсмических границ, которые можно отнести к поверхности Мохо, хотя граница M показана на глубине 55 км, последняя может залегать значительно глубже. В этом сложном районе на глубине 65—67 км имеется преломляющая сейсмическая граница со скоростью 8,4 км/с. Здесь же наблюдается несколько отражающих площадок в нижней литосфере на глубине около 80 км. Такие глубокозалегающие сейсмические границы характерны только для зоны Тейссейра — Торнквиста. В пределах восточной части Львовского палеозойского прогиба, который расположен на Восточно-Европейской платформе, структура переходной зоны кора — верхняя мантия также очень сложна. Граница M залегает здесь на глубине 43—45 км. Толщина переходной зоны достигает 15 км и ее подошва (M_1) находится на глубине 55—60 км. Указанная область с очень толстой корой является аналогом утолщенной коры на краю Восточно-Европейской платформы (по III международному профилю), она трассируется в этом районе в меридиональном направлении и трактуется В. Б. Соллогубом как «корни» гор раннепротерозойского возраста. Эта сложно построенная меридиональная структура ограничена с юго-востока Радеховским разломом, который хорошо прослежен по поверхности кристаллического фундамента. Далее на восток картина резко меняется. Здесь, на западном склоне Украинского щита, поверхность Мохо представлена только одной сейсмической границей с $v_p = 8{,}2$ км/с, постепенно

воздымающейся от 45 до 41 км. В пределах Украинского щита, от Винницы до Таганрога, структура поверхности Мохо очень сложная. Глубина до этой границы изменяется от 30 до 60 км, а сама поверхность разбита многочисленными разломами, причем плоскость наклона последних также изменяется в большом диапазоне.

В районе Голованевска (ПК 360—400) выявлена зона утолщенной коры, мощность которой достигает 60 км, ограниченная с обеих сторон глубинными разломами. Восточный разлом (А), так называемый Тальновский, трассируется в северо-восточном и южном направлениях и является одним из главных субмеридиональных разломов Украинского щита. По поверхности докембрийского фундамента он выражен смеой петрографического состава кристаллических пород. Указанная утолщенная зона трактуется нами как «корни» гор раннепротерозойской геосинклинальной системы, которая прослежена как в южном (Одесские магнитные аномалии), так и в северо-восточном (Ядловско-Трактомировские магнитные аномалии) направлениях и названа нами Ядловско-Одесской раннепротерозойской геосинклинальной зоной.

Восточнее указанной структуры поверхность Мохо залегает в среднем на глубине 45 км, правда, непосредственно вблизи Тальновского разлома (А) имеется небольшой блок, где глубина до границы М равна 50 км, а затем порядка 45 км.

В районе Кировограда структура рассматриваемой поверхности снова усложняется. Зона разломов (Д) наклонена на восток, представляет собой широкую полосу, разделяющую протоплатформенный блок на два различных участка. В западном блоке на дневной поверхности обнажаются местами основные породы типа габбро, образуя так называемый Новомиргородский плутон, на востоке распространены нижнепротерозойские отложения Ингульского синклинория. Здесь наблюдается как бы несовпадение тектонического районирования по приповерхностным отложениям и по структуре глубоких горизонтов, в частности по поверхности Мохо. Это расхождение вполне объяснимо, если принять во внимание, что район Ингулецкого синклинория граничит с Криворожско-Кременчугской раннепротерозойской складчатой системой, а породы этой структуры как бы перекрывают более древний Кировоградский блок.

Криворожско-Кременчугская система характеризуется утолщенной корой (≈60 км) и представляет собой очень узкую и сложную структуру, ограниченную глубинными разломами, причем западный разлом наклонен на запад, а восточный имеет или восточное падение, или расположен вертикально.

Несколько восточнее, в районе Запорожского срединного массива, где на дневной поверхности обнажаются наиболее древние кристаллические породы (до 3,5 млрд. лет) Украинского щита, поверхность Мохо залегает на глубине всего 30 км, т. е. перепад глубин до указанной границы составляет порядка 30 км. Ширина этого приподнятого блока 40—50 км. Граничная скорость по поверхности Мохо 8,1 км/с. Судя по скоростной колонке, «базальтовый» комплекс с $v = 7$ км/с в этом блоке имеет очень малую мощность.

Под расположенной восточнее Орехово-Павлоградской раннепротерозойской геосинклинальной системой толщина коры около 50 км. Под Приазовским массивом раздел М поднимается до 40 км и до конца геотраверса почти не меняет свою глубину. Его структура осложнена лишь разломами.

В «гранитном» комплексе Украинского щита на глубинах 8—20 км прослежен протяженный сейсмический горизонт с хорошими отражающими свойствами. С востока на запад он воздымается. В районе Криворожского-Кременчугского синклинория глубина до него составляет 20 км, под западной частью щита, где развит подольский чарнокитовый комплекс,— всего 8 км. Ранее по выразительности, глубине и широкой распространенности этот горизонт отождествлялся с разделом Конрада. Ныне, после получения дополнительных данных о скоростных параметрах верхней части земной коры Украинского щита стало очевидно, что таковым разделом он не является, так как полностью находится в поле изоскоростей, свойственных «гранитному» комплексу. Переход от последнего к «базальтовому» комплексу, судя по скоростным колонкам, происходит нерезко и значительно глубже (30—35 км). В то же время обнаружилось, что описываемый отражающий горизонт приурочен к подошве волновода, широко

развитого в верхней части земной коры Украинского щита.

В целом глубинная структура коры в пределах рассматриваемого геотраверса наиболее сложна на участках сочленения тектонических регионов различной природы, а также в некоторых районах Украинского щита, связанных с раннепротерозойскими геосинклинальными системами. Раздел М в ряде мест представлен двумя границами, видимо, разновозрастными. На некоторых участках прослежена граница с $v_г = 7{,}6 \div 7{,}8$ км/с, очевидно, представляющая собой кровлю развитой в основании коры «коро-мантийной смеси». Поверхность фундамента неоднородна. На большей части геотраверса она соответствует древнему дорифейскому кристаллическому субстрату, однако на западе геотраверса омолаживается, отображая гипсометрию более молодых байкальских, возможно, каледонских и герцинских складчато-метаморфических комплексов. Внутри коры во многих местах выделяются слои с пониженными скоростями распространения упругих волн.

ГЕОТРАВЕРС V
СЕВЕРО-ГЕРМАНСКАЯ ВПАДИНА — РУДНЫЕ ГОРЫ — ЧЕШСКИЙ МАССИВ — ПАННОНСКИЙ МАССИВ — ЮЖНЫЕ КАРПАТЫ — ГОРНЫЙ КРЫМ

Геотраверс V (рис. 5) расположен на территории ГДР, ЧССР, ВНР, СРР и СССР (протяженностью выше 2000 км) и проходит вдоль линии Эрфурт — Прага — Брно — Будапешт — Клуж — Фокшаны — Галац — Евпатория — Севастополь — Керчь.

Основными тектоническими регионами, которые пересекает рассматриваемый геотраверс (с северо-запада на юго-восток) являются следующие: Саксо-Тюрингский блок (I), Чешский массив (II), включающий в себя более мелкие блоки: Крушные горы (IIа), Доуновские горы (IIб), Тепельско-Баррандьенский синклинорий (IIв), Среднечешский плутон (IIг) и Молданубикум (IIд), Западные Карпаты (III) с передовым прогибом (IIIа), Паннонский массив (IV), горы Апусени (V), Трансильванская депрессия (VI), Восточные Карпаты (VII), эпигерцинская платформа (VIII), Причерноморская впадина (IX), Горный Крым (X) и Индоло-Кубанский прогиб (XI). Все эти регионы представляют собой очень сложные блоково-слоистые структуры, однако их можно сгруппировать в два крупных мегаблока, отличающихся друг от друга своим происхождением, а именно: первый (I и II регионы) представляет собой консолидированный варисцийский и эпиварисцийский блок, являющийся самой восточной частью Среднеевропейской платформы, и второй (III—XI) — более молодой мегаблок, относящийся к альпийской складчатой зоне Юго-Восточной Европы, в котором третичная орогенная активность продолжается до настоящего времени.

В обоих мегаблоках наблюдается сложная система глубинных разломов, пересекающих всю земную кору, однако современная деятельность этих разломов и блоков в каждом мегаблоке иная и зависит от возраста разлома. В общем молодые зоны разломов проявляют большую активность, чем древние. В районе Чешского массива разломы третичного возраста существуют только на его окраинах и наблюдается определенной ширины зона, окаймляющая массив, где проявляется орогенная деятельность. В этой зоне, естественно, существовали древние разломы, но в третичное время они были обновлены благодаря альпийскому орогену.

Что касается взаимного расположения отдельных блоков и структурного строения последних (количество сейсмических границ, наклонов отражающих площадок, смещений по разломам и др.), то они более наглядно проявляются в регионах, подвергнутых альпийскому орогену.

Определение глубинных разломов основано, как правило, на интерпретации волнового поля, полученного при исследованиях методом глубинного сейсмического зондирования.

Волновое поле, зарегистрированное при ГСЗ на данном профиле, типично для всей Юго-Восточной Европы. Все волны можно подразделить на ряд типов: возникшие на границах в осадочной толще; полученные на поверхностях молодого и древнего фундамента и волны от подошвы земной коры (граница М).

При полевых исследованиях чаще всего применялась методика непрерывного профилирования (ВНР, ГДР, СССР, ЧССР). В некоторых случаях при сложном рельефе наблюдения проводились дискретно (ВНР, СРР) или на участке, где регистрировались закритические отражения от границы М (ВНР, СРР).

Иногда использовалась методика непрерывного бокового профилирования (ВНР).

При непрерывном профилировании расстояния между пунктами взрыва составляли 10—60 км, длина годографов изменялась в пределах 70—250 км; в одиночных случаях она была равна 300 км. Расстояние между группами сейсмоприемников (или отдельными приемниками) составляло 100—200 м. При интерпретации использовались все типы волн, как головные (рефрагированные), так и отраженные.

Если учесть особенности строения земной коры вдоль геотраверса и в определенной степени применяемую методику исследований, то обосновано разделение геотраверса на три характерных участка:

а) северо-западный, который на территории ГДР и ЧССР соответствует международному профилю VI и пересекает Саксо-Тюрингский блок (I) и Чешский массив (II); общая протяженность этого участка 440 км;

б) центральный, который начинается на Чешском массиве (II), пересекает Западные Карпаты (III) и продолжается на территории Венгрии и Румынии в пределах Паннонского массива (IV) и Трансильванской депрессии (VI), затем пересекает Восточные Карпаты (VII) в районе Вранча, где Карпаты резко изменяют свое направление с меридионального на широтное (профиль XI-ГСЗ), заканчивается этот участок в районе устья Дуная;

в) юго-восточный участок расположен на акватории Одесского залива (от о. Змеиный до Тарханкутского полуострова), представляющего собой наиболее западную часть Крымского полуострова.

Затем геотраверс смещается к югу и совмещен с профилем ГСЗ, проходящим по Горному Крыму от Севастополя до Керчи (на востоке).

Приведем некоторые данные о скоростной характеристике отдельных блоков вдоль геотраверса. Типичные скоростные разрезы получены для Чешского массива (II); Западных Карпат (III), Паннонского массива (IV), Причерноморской впадины (IX), Горного Крыма (X) и Индоло-Кубанского прогиба (XI).

В районе Чешского массива кристаллические породы, залегающие практически на дневной поверхности, характеризуются скоростью порядка 5,6 км/с, с глубиной наблюдается увеличение скорости до 6,25 км/с. На глубине 15—18 км обнаружен слой с пониженной скоростью (порядка 6,0 км/с), после чего она возрастает до 6,5 км/с.

На глубине 25—26 км происходит скачкообразное увеличение скорости до 7,2 км/с. Это значение скорости характерно для пород, залегающих до глубины 40 км, затем она возрастает до значения, характерного для поверхности Мохо. Низы коры с $v = 7{,}2$ км/с необходимо относить к «базальтовому» слою.

В Западных Карпатах закон изменения скорости с глубиной иной. В интервале глубин 0—5 км (осадочный слой) скорость постепенно увеличивается от 4,0 до 5,7 км/с. На глубине примерно 5 км она резко возрастает до 6,3 км/с (поверхность консолидированной коры), после чего в интервале 10—22 км наблюдается довольно мощный слой с пониженной скоростью ($v = 5{,}8$ км/с). На отметке примерно 26 км скорость достигает величины 7 км/с, а на глубине 30 км — 8,1 км/с.

Таким образом, породы основного состава здесь имеют ничтожную мощность.

Район Паннонского массива характеризуется скачкообразным увеличением скорости с глубиной. Инверсии скорости не наблюдается. Породы с $v = 7$ км/с (основного состава) имеют мощность порядка 10 км.

Район Причерноморской впадины (акватория Одесского залива) также характеризуется скачкообразным увеличением скорости с глубиной без какого-либо локального уменьшения скорости в консолидированной коре.

Гораздо сложнее изменяются скорости в Горном Крыму и Индоло-Кубанском прогибе. В этих районах наблюдаются слои с пониженной скоростью, в первом случае на глубине 20—27 км и во втором — 28—32 км. Породы с $v = 7$ км/с залегают примерно на одних и тех же глубинах, порядка 32—33 км.

Как видим, вдоль геотраверса скорость с глубиной для различных блоков изменяется в широких пределах. Это вполне объяснимо, так как даже верхняя часть земной коры, а именно осадочный слой, претерпевает по толщине значительные изменения.

Рассмотрим строение земной коры геотраверса по каждому из указанных трех участков.

Западный участок находится на территории ГДР и расположен в Саксо-Тюрингском блоке (I), где на дневной поверхности распространены палео-

зойские отложения. Поверхность консолидированной коры (сейсмический горизонт K_1) залегает на глубине 7—9 км.

Кроме того, обнаружены два горизонта K_2 и K_3 на глубине соответственно 12 и 20 км, последний может быть условно отнесен к кровле «базальтового» слоя.

Поверхность Мохо в районе Эрфурта залегает на глубине 27—28 км и плавно погружается в сторону государственной границы с ЧССР, где находится на отметке 30 км.

Чешский массив (II) характеризуется очень сложным строением верхней части коры. Здесь во многих местах гранитный слой выходит на дневную поверхность, но обычно на нем залегают комплексы древних метаморфизованных отложений верхнего протерозоя (мигматиты, парагнейсы и др.) и древнего палеозоя. Эти отложения нарушены многочисленными разломами, благодаря которым образовались отдельные небольших размеров блоки.

Внутри консолидированной коры установлено наличие нескольких отражающих горизонтов (K_2 и K_3), которые, однако, не доказывают наличие в этом районе поверхности Конрада. Можно предположить, что на некоторых участках сейсмический горизонт K_3 является границей кислых и основных пород.

Раздел М в районе Крушные горы (IIа) залегает на глубине 30 км и постепенно погружается в юго-восточном направлении, причем на участке синклинория Тепла — Баррандьен (IIв) угол наклона рассматриваемой поверхности увеличивается и, возможно, здесь имеется зона разлома. Максимальные глубины до границы М зафиксированы в районе Среднечешского плутона и западной части Молданубикума, где она достигает величины порядка 37—38 км, после чего происходит подъем в сторону передового прогиба Западных Карпат (IIIа).

На Чешском массиве не установлено значительных вертикальных смещений по поверхности Мохо даже в зонах, нарушенных глубинными разломами. Хотя в последних на дневной поверхности они проявляются как участки повышенной сейсмической подвижности в процессе распространения восточноальпийских землетрясений.

Наличие многочисленных очагов землетрясений в северо-западной части Чехии и в Фогтланде (ГДР) подтверждает активность сбросов альпийского возраста.

Центральный участок геотраверса включает альпийскую систему Карпат (как Западных, так и Восточных), район Паннонского массива и Трансильванскую впадину. Зоной контакта Чешского массива и Западных Карпат является Ледницкая зона сбросов, где толщина земной коры 35—36 км и наблюдается отрицательная аномалия силы тяжести и интенсивная положительная магнитная аномалия. Продолжение этой зоны в северо-восточном направлении характеризуется мощным осадочным слоем (8—12 км) и в этом районе установлено наличие геотермической и магнитотеллурической аномалий.

В районе Западных Карпат (III) на территории Чехословакии поверхность Мохо залегает на глубине 35 км вплоть до Перипьенинского линеамента, представляющего собой глубинную зону разломов, разделяющую Внешние и Внутренние (Центральные) Карпаты, после чего мощность земной коры уменьшается до 28 км. На таких же глубинах поверхность Мохо залегает в районе Паннонского бассейна, причем на некоторых участках обнаружено несколько границ М (М, M_1 и M_2).

Поверхность консолидированной коры (K_1) в районе Паннонского массива прослежена на глубинах 4—9 км. Кроме того, на основании метода КМПВ выявлена нижняя поверхность доавстрийского бассейна (K_0), залегающая на глубинах 1—4 км.

Внутри консолидированной коры на некоторых участках обнаружена граница K_2, залегающая на глубинах 17—19 км. Некоторые исследователи относят ее к кровле «базальтового» слоя.

Для Паннонского массива характерны положительные аномалии Буге и отрицательные значения (понижения) вертикальной составляющей современных движений.

Далее на восток Паннонский массив контактирует с зоной Апусенских гор (V), характеризующихся сложными надвиговыми покровами, в которых участвуют мезозойские и верхнепалеозойские отложения. Несколько восточнее Апусенских гор поверхность Мохо, ранее залегающая на глубине порядка 30 км, погружается до 35—37 км, причем этот опущенный блок ограничен как с запада, так и с востока глубинными разломами. Создается впечатление, что зона с повышенной толщиной коры генетически

связана с горами Апусени, но сдвинута по отношению к последним в восточном направлении.

Трансильванская впадина, расположенная по геотраверсу восточнее гор Апусени, характеризуется пониженными значениями толщины коры (≈30 км). В восточной части впадины, по данным бурения и результатам интерпретации гравитационного и магнитного полей, доказано наличие неовулканической деятельности под осадочным покровом.

Рассматриваемая впадина на востоке контактирует с Карпатами, которые подразделяются на Внутренние и Внешние.

Толщина коры от Трансильванской впадины в сторону Карпат увеличивается и достигает порядка 48—50 км под Внешними Карпатами. Это зона с утолщенной корой, как будет видно в последующих главах, протягивается в северо-западном направлении вначале под Карпатами, а затем вдоль Восточно-Европейской платформы. Что касается продолжения этой утолщенной зоны в южном или юго-западном направлении, то существуют два мнения. Одни исследователи протягивают ее под Южными Карпатами, другие обрывают на субширотном разломе, проходящем в районе Вранча.

Восточнее Карпат располагается так называемая Фокшанская депрессия, где мощность осадочных отложений превышает 15 км и наблюдается минимум силы тяжести.

Область Фокшанской впадины и Карпат характеризуется большой сейсмической активностью, причем гипоцентры расположены не только в земной коре, но и в верхней мантии (до глубин 150 км). Пространственное расположение очагов землетрясений свидетельствует о том, что в этой области (район Вранча) существует зона Беньофа, наклоненная под Карпаты. По всей вероятности, район Вранча представляет собой определенный тектонический узел, где пересекаются глубинные разломы широтного и северо-западного направлений.

Сочленение Фокшанской впадины с Добруджей происходит по глубинному разлому, причем в этом районе изменяется толщина коры примерно на 4—5 км.

На профиле о. Змеиный — Тарханкутский полуостров имеется несколько сейсмических горизонтов, погружающихся в восточном направлении. Глубинный разлом, расположенный примерно в центре профиля, разделяет рассматриваемую территорию на два блока. В западном блоке поверхность Мохо залегает на глубине 29—32 км, а в восточном — на отметках 30—32 км.

Поверхность консолидированной коры плавно погружается в восточном направлении, а в районе разлома происходит ее резкое опускание, причем амплитуда смещения достигает 5—6 км, благодаря чему мощность осадков в восточной части профиля достигает 20 км.

Земная кора вдоль профиля Севастополь — Керчь представляет собой слоисто-блоковую структуру, в которой можно выделить три самостоятельных блока.

Западный блок с толстой корой 50—58 км ограничен с востока Салгиро-Октябрьским наклонным разломом, который трассируется в субмеридиональном направлении в пределах Украинского щита. В этом блоке наблюдается минимальная глубина до поверхности консолидированной коры (7—9 км), минимальная мощность пласта с повышенными скоростями между сейсмическими границами K_1 и K_2 и максимальная толщина слоя с пониженными скоростями. Центральный блок с тонкой корой (44—46 км) ограничен глубинными разломами и приурочен к восточному замыканию Горного Крыма и небольшого участка Индоло-Кубанского прогиба. В этом блоке поверхность фундамента залегает на глубинах 10—16 км, постепенно погружаясь в восточном направлении.

Восточный блок, ограниченный с запада глубинным разломом, характеризуется толстой корой (50—58 км) и приурочен к Индоло-Кубанскому прогибу (XI). Здесь наблюдается максимальная мощность мезо-кайнозойских осадков (порядка 9 км), которые отсутствуют или почти отсутствуют в Горном Крыму, и максимальное прогибание всех сейсмических горизонтов консолидированной коры. Следует заметить, что слой с пониженной пластовой скоростью между горизонтами K_2 и K_3 в этом районе залегает на глубинах 30—33 км и имеет минимальную мощность (порядка 2 км). К глубинным разломам, разделяющим Горный Крым на отдельные блоки, а точнее, к участкам пересечения этих нарушений с субширотными разрывами краевой части Черноморской впадины, приурочена концентрация сейсмической активности — сгущение эпицентров землетрясений.

ГЛАВА II СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Успехи изучения геологии докембрия щитов, глубокого бурения и региональных геофизических исследований позволяют достаточно определенно установить основные черты внутреннего строения и состава фундамента Восточно-Европейской платформы. На основании широкого комплекса геолого-геофизических данных составлены тектонические схемы и карты строения фундамента отдельных частей и Восточно-Европейской платформы в целом [29 и др.].

Анализ карт внутреннего строения фундамента платформы дает основание сделать обобщающие выводы об основных этапах и особенностях тектонического развития ее складчатого основания.

Основные комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы. По данным *геологии докембрия Балтийского* и Украинского щитов, материалам бурения и геофизики в пределах Русской плиты, в фундаменте платформы четко различаются крупнейшие структурно-геологические комплексы — архейский и ранне-среднепротерозойский, а также готский и дальсландский магматические комплексы [15, 84], образующие массивы и складчатые системы.

Архейские образования фундамента представлены сложным полиметаморфическим комплексом пород, созданным в течение нескольких этапов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма от гранулитовой до эпидет-амфиболитовой фации в интервале 3,5—2,7 млрд. лет.

Ранне-среднепротерозойские комплексы фундамента отличаются значительным структурно-формационным разнообразием.

Осадочно-вулканогенные комплексы ранних свекофенно-карелид представлены толщами метапикритов, метабазальтов и андезитобазальтов кварцтолеитового типа параидовской, хаутоварской, тунгудско-надводницкой серии Балтийского щита, курской серии Воронежского массива, кукморской серии Волго-Уральской области и др.

Комплексы поздних свекофенно-карелид выражены вулканогенными толщами печенгской, имандра-варзугской серий и др.

Широко развиты в составе фундамента комплексы разнообразных гранитоидов раннего и среднего протерозоя, представленные обширными массивами гранитоидов.

Схема основных элементов гравитационных и магнитных аномалий Восточно-Европейской платформы. Аномальные *гравитационное и магнитное поля* Восточно-Европейской платформы и обрамляющих ее разновозрастных складчатых зон ярко отражают основные особенности геологического строения этих крупнейших структурных элементов земной коры.

Особенности строения и состава тектонических комплексов земной коры находят весьма разнообразное отражение в гравитационном и магнитном полях. В то время как гравитационные аномалии обусловлены суммарными влияниями плотностных неоднородностей большей части земной коры, в том числе складчатого фундамента и осадочного чехла,

магнитные аномалии отражают в основном строение и вещественный состав верхней части складчатого фундамента. Совместное рассмотрение магнитного и гравитационного полей, их различных трансформаций позволяет с гораздо большей определенностью проводить тектоническое районирование и выделять отдельные крупнейшие блоки и глубинные разломы фундамента.

В целом гравитационное и особенно магнитные поля Восточно-Европейской платформы отличаются развитием обширных областей мозаичных аномалий, разделенных и опоясанных линейно-дугообразными зонами полосовых максимумов и минимумов (рис. 6). Наиболее обширными областями мозаичных аномалий на платформе являются Беломорско-Северо-Двинская на севере и Прикаспийская в пределах ее юго-восточного угла, отличающиеся в целом пониженными значениями и обширными минимумами магнитного поля. Повышенные мозаичные магнитные поля развиты наиболее типично и широко в Волго-Уральской области, на Украинском щите, в Прибалтике и т. д. Среди систем полосовых магнитных аномалий по интенсивности выделяется грандиозная зона Курских магнитных аномалий. Крупнейшими по протяженности являются Мезенско-Вычегодская, Карельская, Камско-Вятская, Московская, Рязано-Саратовская и другие системы линейных максимумов и минимумов магнитного поля.

Внутреннее строение фундамента Восточно-Европейской платформы. Балтийский щит. В пределах восточной части Балтийского щита выделяется ряд зон магнитного поля, соответствующих Кольским и Карельским складчатым зонам карелид и Беломорскому массиву архея. Сложная складчатая зона карелид Кольского полуострова ярко отображается в полосовом магнитном поле в виде системы чередующихся линейных максимумов и минимумов. Наиболее характерными элементами гравитационного и магнитного полей Кольской зоны, определяющими их основные черты, являются Печенгско-Варзугская, Кольско-Кейвская и Мурманская системы полосовых аномалий, соответствующие одноименным структурам. В пределах Печенгско-Варзугского синклинория в магнитном поле вырисовываются Печенгский и Имандра-Варзугский зеленокаменные прогибы весьма сходные как по составу слагающих их среднепротерозойских осадочно-вулканогенных формаций, так и по особенностям глубинного строения. Оба прогиба характеризуются, по геологическим данным и ГСЗ, сильно утоненным гранитным слоем, моноклинальным чешуйчатым строением и сформировались в зоне глубинного разлома. Южные крылья обеих чешуйчатых структур срезаны крупными глубинными древними блоками архея и раннего протерозоя. В пределах Кольско-Кейвского синклинория особенно ярко выделяется региональный Кольский магнитный максимум, который четко отмечает зеленокаменный прогиб Больших Кейв.

Мурманский массив архейских гнейсов, амфиболитов и гранодиоритов, характеризующийся относительно повышенными значениями силы тяжести, отличается крупными полосовыми магнитными аномалиями, которые, по-видимому, отражают здесь вулканогенные комплексы карелид, погребенные под маломощным тектоническим покровом пород архея [29].

Беломорский массив архейских гнейсов и амфиболитов, слагающих сложные куполовидные формы, очерчивается пониженным мозаичным магнитным полем и региональными максимумами силы тяжести, прослеживающимися в южную часть Белого моря. Границы Беломорского массива с Кольской и Карельской зонами карелид выражены крупнейшими в восточной части Балтийского щита глубинными разломами.

Карельская складчатая зона карелид рельефно отображается крупнейшей системой полосовых максимумов и минимумов магнитного поля. Интенсивными линейными магнитными максимумами с резкими градиентами фиксируются позднеархейские и раннепротерозойские осадочно-вулканогенные и железорудные серии ранних карелид, слагающие ряд крупных структур типа синклинориев (Восточно-Карельский, Западно-Карельский, Восточно-Финляндский и др.), для которых характерно сложное чешуйчато-моноклинальное строение [71]. Разнообразными линейными и дугообразными магнитными аномалиями отображаются вулканогенно-осадочные комплексы среднего протерозоя, слагающие структуры поздних карелид. Разделяющие эти структуры Централь-

но-Карельский и Фенно-Карельский антиклинории, сложенные древними гнейсами и разновозрастными гранитоидами, очерчиваются соответственно спокойным понижением и повышением магнитных полей.

Таким образом, крупные массивы гнейсов архея Балтийского щита (Беломорский, Центрально-Финляндский, Южно-Шведский и др.) характеризуются пониженным мозаичным магнитным полем и ярко выделяются тем самым среди опоясывающих складчатых зон свекофенно-карелид с их протяженными системами полосовых максимумов и минимумов.

Русская плита. На простирании складчатых зон и массивов докембрия Балтийского щита в составе фундамента Русской плиты прослеживаются линейные складчатые зоны свекофенно-карелид и крупные угловые массивы гнейсов архея. Прямым продолжением линейных аномалий Кольской зоны карелид служат ярко выделяющиеся полосовые магнитные максимумы и минимумы Мезенско-Вычегодской зоны, являющейся окраинной зоной обширной области карельской складчатости и ограниченной с северо-востока более молодой складчатой системой байкалид Тимана.

На юго-восточном продолжении Беломорского массива, в бассейне Северной Двины, выделяется Северо-Двинская область мозаичного, в целом пониженного магнитного поля со слабыми аномалиями неправильной формы и различного простирания, очерчивающая, по-видимому, крупный гетерогенный массив архея.

На простирании Карельской складчатой зоны прослеживаются дугообразные Онего-Вагская и Валдайская зоны погребенных карелид, обращенные выпуклостью на восток и причленяющиеся с севера к субширотной Московской зоне. Системы полосовых магнитных аномалий и полосы минимумов субмеридионального и северо-западного простирания в ее пределах отмечают продолжение синклинориев Карельской зоны, выполненных мощными осадочно-вулканогенными комплексами, разделенных крупными линейными блоками гнейсов архея и разновозрастных гранитоидов.

К юго-востоку от Финского залива, в пределах южного склона Балтийского щита, выделяется Новгородская область отрицательного мозаичного магнитного поля и минимумов силы тяжести, очерчивающая архейский Новгородский массив.

На продолжении к югу складчатой системы свекофеннид Швеции и Финляндии прослеживаются изогнутые зоны свекофеннид, отмечающиеся магнитными гравитационными аномалиями субширотного и северо-западного простирания, которые опоясывают ряд небольших массивов архея с мозаичным полем в пределах Прибалтики и на северо-востоке Польши. Как и в пределах западной части Балтийского щита, погребенное продолжение свекофеннид наблюдается в Прибалтике, Польше и на акватории Балтийского моря. На юго-западе Польши трассируются Висленско-Днестровская и Датско-Польская зоны полосовых аномалий.

В пределах Украинского щита выделяется ряд типов магнитных и гравитационных аномалий. Массив древнейших комплексов конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья — 2600—3600 млн. лет [84] с характерными куполовидными структурами выражается мозаичным магнитным полем, осложненным локальными интенсивными максимумами, свойственными железорудным толщам, а также повышенным и сложным гравитационным полем. Данные геофизики и бурения позволяют проследить погребенные продолжения Приднепровского массива к югу и северу от границ щита. Аналогичные мозаичные гравитационные и магнитное поля с крупными изометричными аномалиями наблюдаются также в пределах Подольского массива в юго-западной части Украинского щита, где они соответствуют эффузивно-осадочным толщам бугской серии и комплексу чарнокитовых гнейсов. Магнитные аномалии мозаичного типа распространены также к западу и юго-западу от границ щита в среднем Приднестровье, оконтуривая погребенное продолжение Подольского массива гнейсов архея.

Раннепротерозойский комплекс гнейсов и магматитов, слагающий большую часть Украинского щита, характеризуется, как правило, зонами полосовых аномалий сравнительно плавного магнитного поля, относительно повышенного или пониженного в отдельных районах. В центральной части Украинского щита наблюдаются интенсивные

полосовые магнитные максимумы, связанные с зонами развития железорудных комплексов криворожской серии. Они соответствуют Криворожско-Кременчугской зоне, Орехово-Павлоградской зоне, а также другим синклинорным зонам Саксаганид, выполненным железисто-кремнистыми джеспилитовыми формациями нижнего протерозоя и характеризующимися повышенной мощностью земной коры до 60—65 км.

Крупнейшая система Курских магнитных аномалий, прослеживающихся с общим северо-западным простиранием на расстоянии около 1000 км, ярко отображает зоны развития складчатых комплексов магнетитовых кварцитов курской серии [43], слагающих узкие чешуйчато-моноклинальные структуры. Блоки древнейших гнейсов и гранитоидов обоянской серии архея в пределах КМА и фундамента смежных районов Воронежской антеклизы ввиду их слабой намагниченности обычно фиксируются пониженными мозаичными магнитными полями (Сумский, Россошанский, Воронежско-Липецкий и др.). Восточнее главного пояса КМА до районов Нижнего Поволжья на юго-востоке прослеживается, по данным бурения и магнитной съемки, крупнейшая Восточно-Воронежская складчатая зона погребенных поздних свекофенно-карелид.

В центральных районах Русской плиты выделяется крупная субширотная Московская зона полосовых аномалий, отображающих складчатую зону карелид, которая на востоке по простиранию сочленяется с рядом протяженных дугообразных зон.

Рязано-Саратовская система полосовых максимумов и минимумов магнитного поля, сопряженных со столь же четкими линейными аномалиями силы тяжести, прослеживается с выдержанным северо-западным простиранием на расстоянии около 700 км. Данные ГСЗ показали, что Рязано-Саратовской зоне карелид соответствует «утолщение» гранитного слоя («корни»), и выявили ряд крупных глубинных разломов в ее пределах.

В восточных районах платформы выделяется, по данным бурения и геофизики, ряд архейских массивов, разделенных и опоясанных линейно-дугообразными зонами карелид, обращенными выпуклостью на юго-восток.

Архейские массивы (Жигулевско-Пугачевский, Альметьевский, Окско-Волжский и др.) сложены гнейсами и основными кристаллическими сланцами отрадненской и высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами большечеремшанской серий. Линейные зоны карелид фундамента Волго-Уральской области характеризуются сложным чешуйчато-надвиговым строением слагающих ее комплексов.

В пределах юго-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы, занятого Прикаспийской синеклизой, выделяется область отрицательного мозаичного магнитного поля и неоднородного пониженного поля силы тяжести. Эти поля в целом отображают глубоко погруженный архейский массив [29]. Прикаспийский массив опоясывается со всех сторон дугообразно-линейными складчатыми зонами карелид (Токаревско-Уфимской, Эмбенской и др.). Юго-западная окраина массива, по-видимому, переработана карельской складчатостью, так как в ее пределах вскрыты скважинами гранитоиды раннего и среднего протерозоя.

Как показывает анализ данных аэромагнитной съемки, в западной части Урала, сложенной комплексами немагнитных образований палеозоя и рифея, развиты магнитные аномалии, которые характеризуются в основном субширотной и северо-западной ориентировкой и составляют прямое продолжение зон магнитных аномалий восточной части платформы, где они отображают состав и строение фундамента.

Тимано-Печорская плита (зоны байкалид Тимана и Большеземельской тундры). Зона метаморфических сланцев Тимана, а также полуостровов Канина и Рыбачьего, являющихся практически немагнитными породами на всем их протяжении, оконтуриваются обширными полосовыми региональными магнитными максимумами, очерчивающими область их распространения. Канино-Тиманский минимум охватывает и западную половину Печорской впадины, указывая, таким образом, что фундамент этой ее части также сложен сходными рифейскими метаморфическими толщами. В региональных особенностях магнитного поля Канино-Тиманского минимума, как и Тиманской зоны повышенных значений силы тяжести, ярко отражена тектоническая зональность рифейских мета-

морфических толщ Тимана и фундамента смежной части Печорской впадины [42].

Система полосовых магнитных аномалий Большеземельскойтундры и Предуралья, непосредственно связанная на юго-востоке с аномалиями западного склона и центральной части Приполярного Урала, отображает погребенные осадочно-вулканогенные комплексы обширной эвгеосинклинальной зоны байкалид, слагающей фундамент северо-восточной части Тимано-Печорской эпибайкальской плиты.

Тиманская и Большеземельская зоны байкалид фундамента на всем протяжении разделены Печорским глубинным разломом, к которому приурочена система платформенных складок Печорского вала.

На основании данных морской геологии и геофизики установлено подводное продолжение байкалид Тимана и Большеземельской тундры далеко в пределы юго-западной части акватории Баренцева моря.

Рассмотрение особенностей проявления глубинной структуры фундамента Восточно-Европейской платформы в геофизических полях позволяет сделать следующие выводы.

1. Анализ данных глубокого бурения и региональных геофизических исследований выявляет значительную гетерогенность строения фундамента Восточно-Европейской платформы. Фундамент платформы образует свекофенно-карельские складчатые системы, соединяющие крупные архейские массивы.

2. По характеристике в мозаичном магнитном поле отчетливо различаются два основных типа архейских массивов. К первому относятся массивы, характеризующиеся интенсивным магнитным полем (Подольский, Жигулевско-Пугачевский, Альметьевский и др.). Массивы второго типа отличаются в целом пониженными магнитными полями (Беломорско-Северо-Двинский, Прикаспийский и др.).

3. Среди складчатых зон свекофенно-карелид фундамента платформы выделяется несколько типов, различающихся по геофизической характеристике, особенностям внутреннего строения и другим признакам. Между разнообразными зонами свекофенно-карелид разных районов платформы наблюдаются различия в составе и строении слагающих их осадочно-вулканогенных комплексов, в интенсивности магматизма и т. д.

4. Анализ внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы показывает большую роль разнообразных глубинных разломов в ограничении и развитии его основных зон и массивов. Общие черты тектоники фундамента в значительной мере определяются закономерностями расположения и соотношения глубинных разломов, образующих несколько систем. Крупнейшими из них на платформе являются Кольско-Мезенско-Вычегодская, Карельско-Онего-Вагская, Сухонская, Московско-Кировско-Сыктывкарская, Белорусско-Литовская, Рязано-Саратовская, Камско-Вятская, Жигулевско-Пугачевская и др. Новые геолого-геофизические данные свидетельствуют о широком проявлении по разломам фундамента горизонтальных перемещений значительной амплитуды (глубинные надвиги и сдвиги) [71].

5. Сопоставление внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы со структурой его поверхности и чехла позволяет установить явную закономерную приуроченность по положению и простиранию рифейских желобообразных прогибов (авлакогена) в основании платформенного чехла к линейным складчатым зонам свекофенно-карелид (Пачелмский, Оршанский, Кажимский, Калтасинский и др.). Следовательно, структуры начальных этапов формирования платформенного чехла обнаруживают определенные и однозначные соотношения по положению и простиранию со складчатыми зонами фундамента.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Данная работа — результат интерпретации наблюдений сейсмических волн землетрясений и обобщение других данных о строении земной коры и верхней мантии европейской части СССР.

Здесь использованы записи поверхностных сейсмических волн, волн *P*, микросейсм и длиннопериодных объемных волн, зарегистрированных стандартной аппаратурой на сейсмических станциях, расположенных на территории Восточно-Европейской платформы. Обработка

наблюдений производилась по известной методике, наиболее полно описанной в работе [82]. Исследования выполнялись в Институте физики Земли АН СССР и на кафедре физики Земли Московского государственного университета.

Метод оценки строения земной коры по дисперсии скоростей (фазовых и групповых) поверхностных сейсмических волн обладает определенным преимуществом, которое следует из физической природы поверхностных сейсмических волн. Их распространение представляет течение колебательного процесса по всей толще слоя или слоев. Это отличает данный метод от метода преломленных волн, когда распространение объемных волн связано с приграничным участком среды. Вместе с тем в методе поверхностных волн влияние неоднозначности интерпретации много сильнее, чем в методе преломленных объемных волн. Это связано с взаимозаменяемыми вариациями толщин слоев и значений скоростей и плотностей в слоях. Кроме того, в методе поверхностных волн можно получить существенно различные данные о строении при задании различного числа слоев, а это задание представляет трудности. Таким образом, данные метода поверхностных сейсмических волн не точны. Это скорее оценки, чем точные определения толщин слоев и коры в целом. Исходя из этих соображений, рассмотрим подробнее строение земной коры и верхней мантии на отдельных участках Восточно-Европейской платформы (рис. 7).

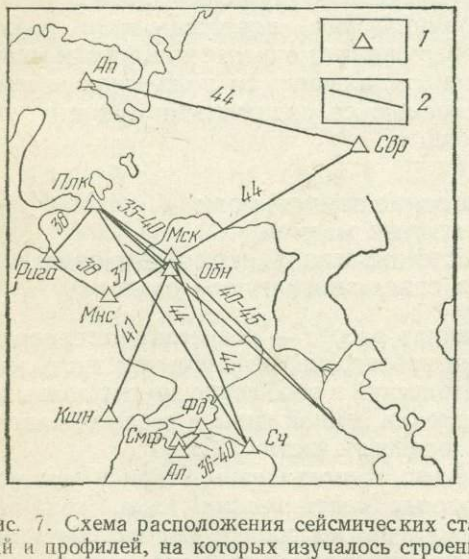


Рис. 7. Схема расположения сейсмических станций и профилей, на которых изучалось строение среды Восточно-Европейской платформы:

1 — местоположение станций наблюдения; *2* — профили наблюдения; цифры — средние значения мощности, км.

Профиль Москва — Свердловск. Для изучения строения земной коры на этом профиле использовались записи основного тона поверхностных волн Релея от землетрясений с противоположных вдоль профиля направлений [31]. Это давало возможность оценить наклон слоев в коре. Согласие значений фазовых скоростей волн, пришедших с противоположных направлений, как показано на рис. 8, *а*, свидетельствует о почти горизонтальном залегании слоев в земной коре. Наблюденные дисперсионные кривые сравнивались с теоретически рассчитанными для различных моделей коры. Хорошее согласие получено с моделью коры, данной И. В. Померанцевой по методу ГСЗ [73], для юго-востока Восточно-Европейской платформы.

Развитие и применение метода спектрального анализа на ЭВМ отцифрованных записей поверхностных волн позволило пересмотреть выводы предыдущей работы и уточнить модель строения коры [31]. В результате получена модель строения земной коры, несколько отличающаяся от предыдущей глубинами залегания слоев при тех же упругих и плотностных характеристиках (рис. 8, *а*). Параметры среды представлены на рис. 8, *а* в виде колонки, где H — глубина залегания, км; a и $в$ — скорости продольных и поперечных объемных волн, км/с; ρ — плотность среды, г/см^3.

На профиле Москва — Свердловск, пересекающем Восточно-Европейскую платформу с запада на восток, получена модель строения земной коры методом поверхностных волн. Здесь граница М залегает на глубине, примерно равной 44 км, тогда как по данным ГСЗ она была определена в 39 км. Кора многослойна, для нее прослеживается осадочный слой мощностью 1,5—4,0 км, «базальтовый» слой разделяется на два и составляет примерно половину толщины всей коры. Данные по дисперсии поверхностных волн не указывают на наличие слоя или слоев пониженной скорости на этом участке рассматриваемой платформы.

Профиль Апатиты — Свердловск. Результаты исследований на этом участке представлены на рис. 8, *б*. Наблюден-

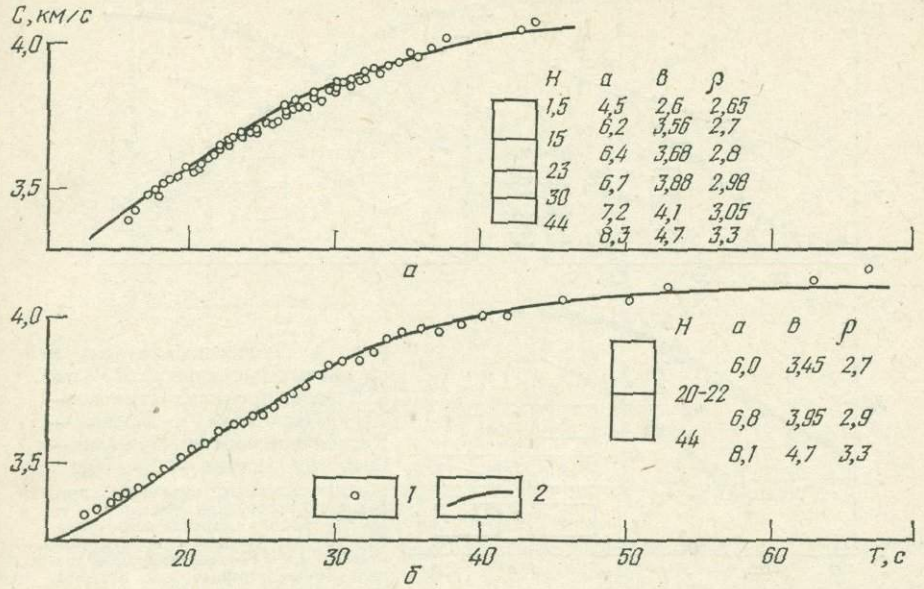


Рис. 8. Дисперсия фазовой скорости волн Релея на профилях Москва — Свердловск (*а*) и Апатиты — Свердловск (*б*):

1 — наблюденные величины скорости; *2* — теоретическая дисперсионная кривая для модели, указанной на рисунке.

ные значения фазовых скоростей поверхностных волн Релея получены методом спектрального анализа на ЭВМ отцифрованных записей этих волн. Теоретическая кривая рассчитывалась для модели, показанной в виде колонки на рис. 8, *б*. Согласие наблюденной дисперсии с теоретической позволяет сделать следующий вывод о строении коры этого участка. По данным поверхностных волн, строение Восточно-Европейской платформы в северо-восточной части соответствует типично континентальной коре с почти горизонтальным залеганием слоев. Кора имеет толщину примерно 44 км с мощностью «гранитного» слоя 20—22 км и «базальтового» — 24—22 км. Скорости объемных продольных *a* и поперечных *b* волн имеют средние значения, характерные для континентальной коры Восточно-Европейской платформы [27].

Профиль Москва — Каспийское море и Пулково — Каспийское море. О строении этой части платформы можно судить по полученным экспериментальным кривым групповой скорости волн Лява и Релея от Каспийских землетрясений [31] (рис. 9, *а*).

Метод групповой скорости дает среднее значение толщины коры на трассе эпицентр землетрясения — сейсмическая станция. Наблюденные значения групповых скоростей получены так называемым «ручным» методом [82], когда эпицентральное расстояние делится на измеренное по сейсмограмме время появления волн данного периода. Повторяя этот процесс для всей последовательности периодов, получают кривую групповой скорости. Ее сравнивают с теоретической кривой, вычисленной при различных предположениях о строении коры.

Для этого участка к юго-востоку от Москвы и Пулково земную кору можно рассматривать (рис. 9, *а*) как трехслойную с мощностью осадочного слоя 4—5 км, «гранитного» — 16—18 км и «базальтового» — 20—23 км при общей мощности коры 40—45 км.

Профиль Пулково — Сочи и Москва — Сочи. Эти профили пересекают Восточно-Европейскую платформу почти в меридиональном направлении, проходя через различные структуры.

На рис. 9, *б*, *в* представлены результаты исследования различных типов поверхностных волн, использование которых значительно улучшило определение строения коры по методу поверхностных волн. Наблюденные значения фазовых скоростей волн Релея получены с помощью спектрального анализа на ЭВМ, а групповых скоростей — графо-аналитическим методом.

Рассчитанные теоретические дисперсионные кривые [31] соответствуют

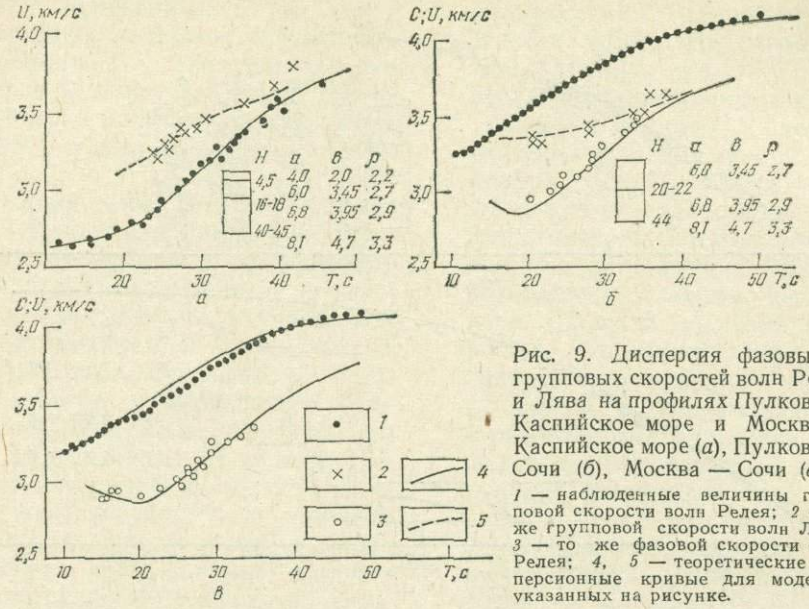


Рис. 9. Дисперсия фазовых и групповых скоростей волн Релея и Лява на профилях Пулково — Каспийское море и Москва — Каспийское море (*а*), Пулково — Сочи (*б*), Москва — Сочи (*в*):

1 — наблюденные величины групповой скорости волн Релея; *2* — то же групповой скорости волн Лява; *3* — то же фазовой скорости волн Релея; *4*, *5* — теоретические дисперсионные кривые для моделей, указанных на рисунке.

двухслойной модели коры с мощностью «гранитного» слоя 20—22 км, «базальтового» — 22—24 км. Глубина залегания границы M определена в 44 км.

Профиль Москва — Кишинев. В работе использованы записи удаленных землетрясений [16]. Полученные экспериментальные дисперсионные кривые сравнивали с теоретическими и определили глубину залегания поверхности Мохо в 40 км.

В результате дальнейших исследований [31] после применения метода спектрального анализа глубина залегания поверхности Мохо была определена в 47 км при тех же упругих параметрах среды (рис. 10). По данным работ [26, 27], это не противоречит результатам ГСЗ. Земную кору можно рассматривать в виде двухслойной с соотношением мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев к мощности коры как 0,4 и 0,6 и значениями скоростей продольных *a* и поперечных *b* объемных волн соответственно 6,0 и 3,45, 6,8 и 3,95 км/с. Верхняя часть мантии характеризуется значениями скоростей объемных волн *a*, равной 8,1 км/с, и *b*, равной 4,7 км/с.

Профиль Москва — Пулково и Обнинск — Пулково. Эта часть Восточно-Европейской платформы изучалась по наблюдениям над поверхностными волнами, микросейсмами и волнами [16, 31, 74—78].

Для построения наблюденных дисперсионных кривых использовались записи поверхностных волн от землетрясений с противоположных направлений. Ре-

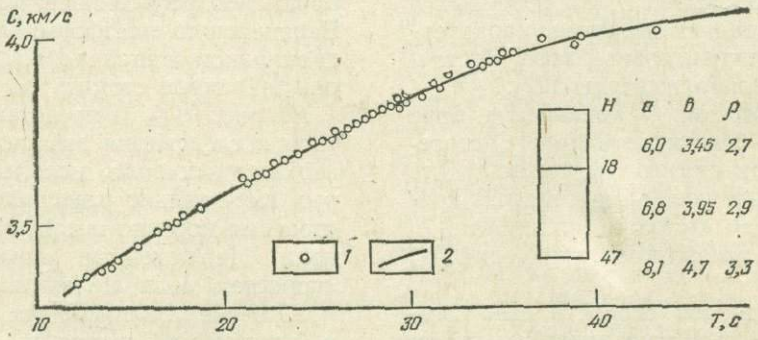


Рис. 10. Дисперсия фазовой скорости волн Релея на профиле Москва — Кишинев:

1 — наблюденные величины скорости; *2* — теоретическая дисперсионная кривая для модели, указанной на рисунке.

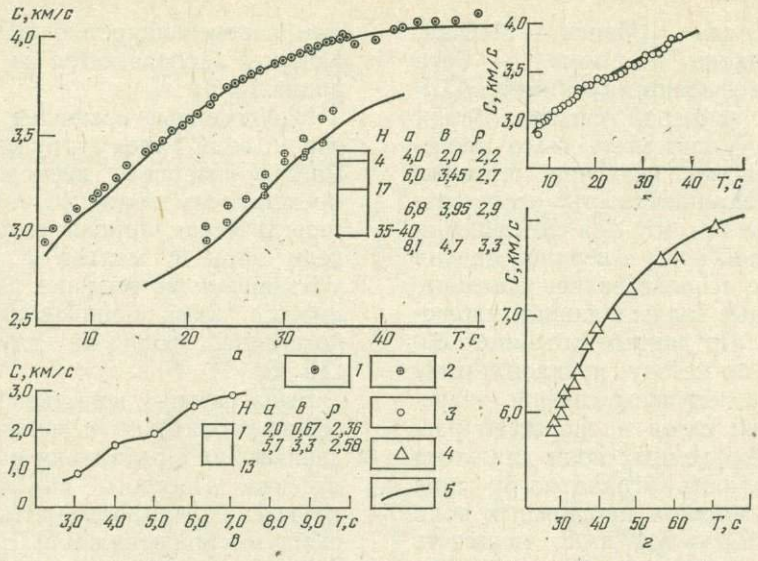


Рис. 11. Дисперсия скоростей различного типа волн на профилях Москва — Пулково и Обнинск — Пулково:

а — фазовой и групповой скоростей волн Релея; *б* — фазовой скорости микросейсм на профиле Обнинск — Пулково; *в* — фазовой скорости микросейсм в районе Пулково; *г* — фазовой скорости волн *LP* на профиле Обнинск — Пулково:

1 — наблюденные величины фазовой скорости волн Релея; *2* — то же групповой скорости волн Релея; *3* — то же фазовой скорости микросейсм; *4* — то же фазовой скорости волн *PL*; *5* — теоретические дисперсионные кривые для модели, указанной на рисунке *а*.

зультаты представлены на рис. 11. Совпадение величин фазовых скоростей таких волн говорит о сравнительно спокойном залегании слоев в коре и на этом участке платформы. Рассчитанные теоретические дисперсионные кривые соответствуют стандартной трехслойной модели Восточно-Европейской платформы (рис. 11), с остоящей из осадочного слоя мощностью до 4 км, «гранитного» — мощностью порядка 17 км и «базальтового» — 20 км. Граница M залегает на глубине, изменяющейся в пределах 35—40 км. Упругие и плотностные характеристики среды указаны на рис. 11. Кроме того, на профиле Обнинск — Пулково изучалось строение земной коры по дисперсии фазовых скоростей микросейсм в диапазоне периодов 5—40 с [75]. Полученные экспериментальные значения фазовых скоростей микросейсм удовлетворительно согласуются с теоретическими, рассчитанными для приведенной выше модели. В районе сейсмической станции Пулково на тройных микросейсмических станциях определено строение верхних частей коры по фазовым скоростям микросейсм с периодами 3—7 с. Теоретическая кривая соответствует модели среды с параметрами, указанными на рис. 11. На профиле Обнинск — Пулково исследовались записи волн *P* от сильных землетрясений [74]. Полученные фазовые скорости сопоставлялись с теоретически рассчитанными для приведенной модели (рис. 11). Удовлетворительное согласие получено для модели с общей мощностью земной коры, равной 39 км, при тех же упругих и плотностных характеристиках среды, что и для модели, изображенной на рис. 11.

Итак, в результате исследования различных типов сейсмических волн определено строение коры на этом участке Восточно-Европейской платформы. Модель среды с соответствующими характеристиками представлена на рис. 8.

Прибалтика и Белоруссия. На профиле Пулково — Рига изучались «бури» длиннопериодных шумов [76]. Экспериментальные значения фазовых скоростей получены в большом диапазоне периодов 20—120 с (рис. 12, *а*), что позволило исследовать строение и верхней мантии. Рассчитанная теоретическая дисперсионная кривая соответствует модели среды до глубин порядка 400 км (рис. 12, *а*). Исходя из этой модели, можно прийти к заключению, что мощность земной коры в этом районе оценивается в 38 км, имеется зона пониженных скоростей поперечных волн на глубинах порядка 116—215 км.

По профилям Минск — Москва, Минск — Пулково и Минск — Рига Институтом геофизики и геохимии БССР совместно с кафедрой физики Земли Московского университета было проведено комплексное изучение строения Земли [78]. Комплексность исследований состояла в том, что для определения строения земной коры и верхней мантии в этом районе использовались объемные и поверхностные волны и данные наблюдений ГМТЗ. По данным объемных обменных волн по методу, предложенному Гайским [28], получены средние значения мощностей слоев и скоростей распространения объемных волн для этого района. Мощность «гранитного» слоя $h_1 = 16$ км, скорость продольных волн в нем $a_1 = 5{,}3 \div 5{,}4$ км/с, мощность «базальтового» слоя $h_2 = 20$ км, скорость $a_2 = 6{,}0 \div 6{,}1$ км/с.

По профилю Минск — Москва приводится дисперсионная кривая фазовых скоростей поверхностных волн Релея в диапазоне периодов 10—50 с. Рассчитанная теоретическая кривая соответствует модели среды, указанной на рис. 12, *б*. Общая мощность земной коры на этом профиле оценивается в 37 км, граница Конрада лежит на глубине около 22 км, что отличается от приведенных выше характеристик среды, полученных по методу Гайского.

Результаты исследований фазовых скоростей волн Релея на профиле Минск — Пулково приведены на рис. 12, *в*. Теоретическая кривая дает значение средней мощности земной коры 36 км, с осадочным слоем мощностью 3,5 км. Граница Конрада располагается на глубинах порядка 18 км.

Наблюденные величины фазовых скоростей волн Релея на профиле Минск — Рига в интервале периодов 20—100 с представлены на рис. 12, *г*. Рассчитанная теоретическая кривая соответствует модели коры и мантии с параметрами, указанными на рисунке. В этой модели имеется зона пониженных скоростей поперечных волн на глубинах 115—215 км.

Была сделана попытка сопоставления сейсмологических и электромагнитных данных для Прибалтики и Белорусского массива. Построен ряд теоретических кривых глубинного магнитотеллурического зондирования (ГМТЗ) для различных вариантов разреза, в которых параметры слоев существенно изменялись. Всего рассмотрено 11 вариантов, предполагавших трех-, пяти- и семислойный разрезы. Наилучшее приближение к экспериментальным данным, полученным в Прибалтийской впадине, давала теоретическая кривая, рассчитанная для шестислойного, а на Белорусском массиве — для семислойного разрезов.

Границы раздела в земной коре и мантии, полученные по данным сейсмологии (поверхностные волны) и магнитотеллурического зондирования, в общем виде совпадают.

Итак, земная кора Восточно-Европейской платформы в северо-западной части охарактеризована по методу поверхностных волн, по микросейсмам

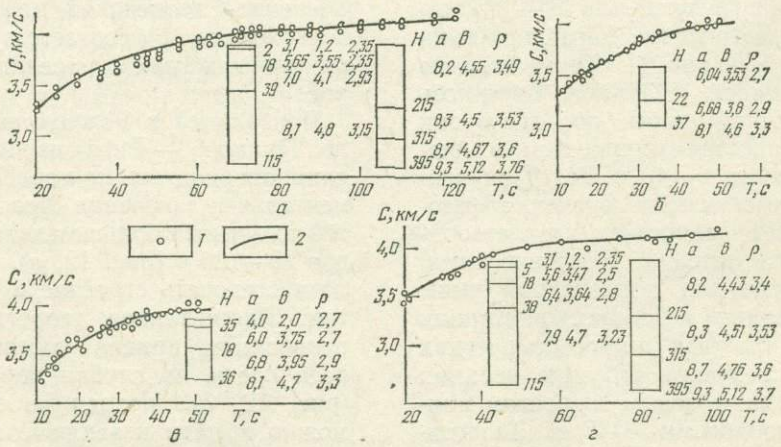


Рис. 12. Дисперсия фазовой скорости длиннопериодных шумов на профиле Пулково — Рига (*а*) и фазовой скорости волн Релея на профилях Москва — Минск (*б*), Пулково — Минск (*в*), Минск — Рига (*г*):
1 — наблюденные величины скорости; *2* — теоретическая дисперсионная кривая для моделей, указанных на рисунке.

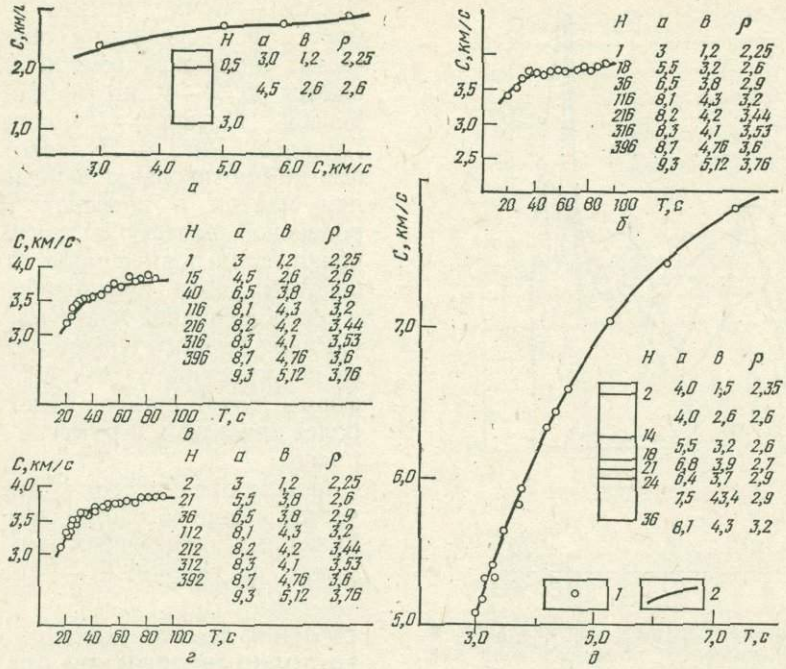


Рис. 13. Дисперсия фазовой скорости микросейсм в районе Симферополя (*а*), фазовой скорости волн Релея на профилях Феодосия — Симферополь (*б*), Алушта — Симферополь (*в*), Алушта — Феодосия (*г*) и фазовой скорости волн *PL* в районе Симферополя, Алушты и Феодосии (*д*):

1 — наблюденные величины скорости; *2* — теоретические кривые для моделей, указанных на рисунке.

и объемным волнам как типично континентальная, упругие свойства, глубины залегания слоев которой хорошо согласуются с данными, полученными геологическими и геофизическими методами [26, 27]. Кроме того, определено строение верхней мантии до глубин порядка 400 км, выявлен слой пониженных скоростей поперечных волн на глубинах 115—215 км.

Крым. Для изучения строения земной коры и верхней мантии этого региона использованы записи поверхностных и объемных сейсмических волн и микросейсм. При изучении микросейсм на тройных микросейсмических станциях в Симферополе получены наблюденные кривые фазовых скоростей в диапазоне периодов 3—7 с (рис. 13, *а*), что характеризует особенности строения верхних частей коры. Соответствующая модель среды и теоретическая кривая, рассчитанная для такой модели, показаны на рис. 13, *а*.

При исследовании строения более глубоких слоев коры и верхней мантии использованы наблюдения над длиннопериодными поверхностными волнами с периодами 10—100 с, записанными специально поставленными для этой цели приборами на сейсмических станциях «Симферополь», «Алушта» и «Феодосия» [2].

На рис. 13, *а*, *б*, *г* приведены наблюденные значения фазовых скоростей волн Релея по профилям Феодосия — Симферополь, Алушта — Симферополь и Алушта — Феодосия и показаны теоретические кривые, рассчитанные для моделей с параметрами, указанными на этом рисунке. Как видим, все три модели имеют семислойную структуру. Земная кора определяется тремя слоями с некоторой вариацией параметров. Общая мощность земной коры составляет 36—40 км. Прослеживается слой пониженных скоростей поперечных волн на глубине 215—315 км. Для Симферополя сделаны определения строения коры по фазовым скоростям волн [74] и отношению спектров вертикальных и горизонтальных компонент объемных волн (рис. 14) [12], последние — по методике, описанной в работе [16]. В результате получена модель коры, которую можно охарактеризовать как шестислойную, с осадочным слоем небольшой мощности (до 2 км) при общей мощности коры 36 км. На глубине

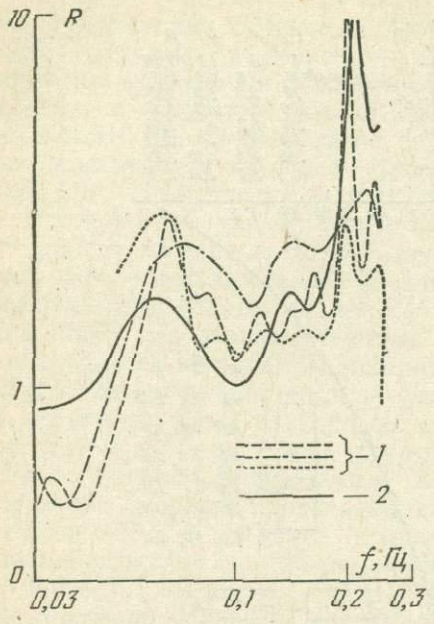


Рис. 14. Отношение спектров вертикальной и горизонтальной компонент объемных волн для района Симферополя:

1 — наблюденные значения отношений; *2* — теоретическая кривая для модели, указанной на рис. 13.

21—24 км наблюдается слой пониженной скорости для продольных и поперечных волн.

Итак, сравнивая результаты приведенных выше работ, можно сделать вывод, что по сейсмическим данным при использовании различных методов мощность земной коры в указанном районе оценивается в 36—40 км, что согласуется с гравиметрическими данными [2, 52]. В земной коре на глубине 21—24 км под Симферополем и в верхней мантии на глубине 112—300 км для всего района обнаружены слои пониженных скоростей объемных волн.

Анализ дисперсионных кривых фазовых и групповых скоростей поверхностных волн, микросейсм и объемных волн для различных областей Восточно-Европейской платформы показал, что ее литосфера неоднородна. Земную кору можно рассматривать как типично континентальную, многослойную, с осадочным слоем, мощность которого достигает 4,5 км (юго-восток платформы). Наблюдается общая тенденция уменьшения мощности земной коры в северо-западном направлении. Если в южной и восточной частях платформы мощность земной коры составляет 44—47 км (профили Москва — Свердловск, Москва — Кишинев, Москва — Сочи, Москва — Каспийское море), то в средней и северо-западной частях мощность земной коры уменьшается до 35—40 км (профили Минск — Москва, Москва — Пулково, Минск — Пулково, Рига — Пулково). Эти данные не противоречат данным ГСЗ. Верхняя мантия в пределах Восточно-Европейской платформы достаточно однородна, слой пониженных скоростей поперечных волн прослеживается только в северо-западной части платформы.

Район Горного Крыма резко отличается по строению от докембрийской платформы. Этот район имеет структуру, более близкую к структуре Альпийского пояса.

Можно предположить, что под сейсмической станцией «Симферополь» слой пониженных поперечных скоростей обнаружен на глубине 21—24 км.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

Фундамент Восточно-Европейской платформы сложен архейскими и ранне-среднепротерозойскими породами. В большинстве районов он погружен на глубину 2—5 км и выступает на дневную поверхность в районах Балтийского и Украинского щитов [24, 103]. В пределах платформы расположен ряд авлакогенов, где мощность осадочного чехла превышает в некоторых случаях (Днепровско-Донецкий авлакоген) 10—15 км [24].

Северо-восточная граница Восточно-Европейской платформы прослежена вполне уверенно от Варангер-фьорда, вдоль побережья Кольского полуострова до стыка Тимана и Урала. Восточное окончание трассируется в меридиональном направлении от Полюдова кряжа до верховьев Эмбы — вдоль западного края Предуральского передового прогиба. Далее граница платформы проходит по краю Прикаспийской впадины, затем прослеживается почти в широтном направлении к району Одессы, после чего меняет свое простирание на северо-западное и тянется до Балтийского моря [67, 103].

Глубинное строение платформы изучено неравномерно. Наибольшее количество профилей ГСЗ отработано в южной части платформы (Украинская ССР), в Прикаспийской впадине, в Волго-

Уральской области, на территории Польши и Балтийского щита. В связи с неравномерной изученностью дать общую картину глубинного строения платформы в целом представляет трудности, однако ряд закономерностей устанавливается уже сейчас, они, по-видимому, имеют общий характер.

Глубинная структура земной коры окраин платформы лучше всего изучена в ее южных и юго-западных районах. Соответствующие разрезы земной коры представлены на рис. 15. Первый разрез характеризует структуру коры на территории Польши, где платформа контактирует с Датско-Польской бороздой, приуроченной к линии Торнквиста — Тейссейра. Здесь поверхность кристаллического фундамента по глубинному разлому погружается до глубины 5—7 км. Раздел М также опускается до 50 км. Эта зона с утолщенной корой трассируется вдоль границы платформы от Балтийского щита до Восточных Карпат.

Второй профиль (III международный) расположен в районе Советских Карпат и описан во многих статьях. Поверхность фундамента на этом участке также по глубинному разлому погружается от 3—5 км на платформе до 15—16 км в районе Предкарпатского прогиба.

Поверхность Мохо, залегающая на платформе на глубине 40 км, по разлому опускается до 55, а затем 65 км в пределах указанного прогиба. Столь большие глубины до поверхности Мохо в Предкарпатском прогибе и Складчатых Карпатах на участке III профиля объясняются наличием очень сложного тектонического узла, где пересекаются три структурных плана по указанной поверхности, о чем будет сказано в последующих главах.

Наиболее интересным на рассматриваемом профиле является то обстоятельство, что глубинный разлом, ограничивающий Восточно-Европейскую платформу, имеет северо-восточное падение и уходит под платформу. Такой наклон сохраняется и на юге платформы. Это дает основание предположить, что блоки молодой платформы поддвинуты с юго-запада и юга под древнюю платформу.

Третий разрез характеризует сочленение в районе Одесского залива. Здесь граница платформы не так рельефно отображается по глубоким горизонтам коры, как на предыдущих профилях.

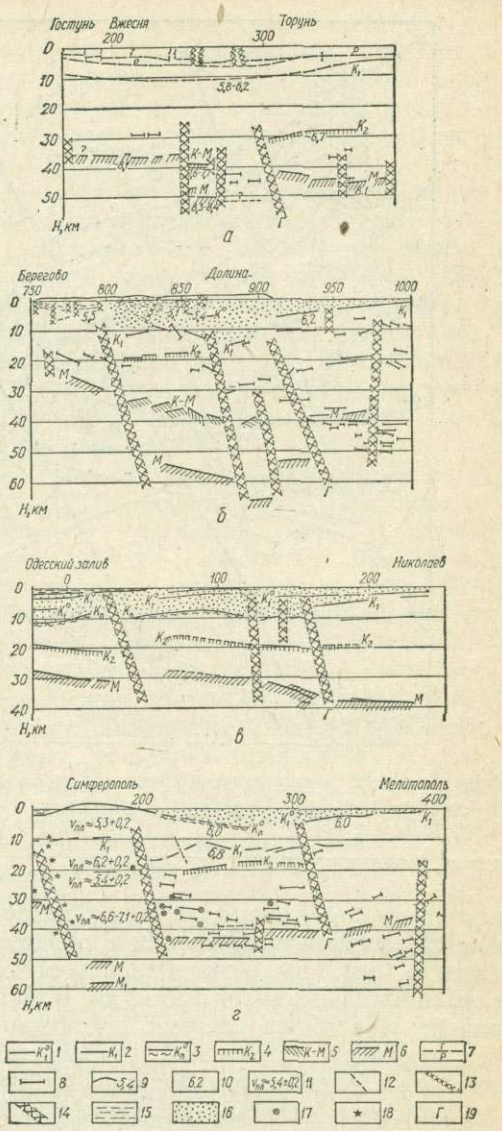


Рис. 15. Разрезы земной коры, характеризующие юго-западную и южную границы Восточно-Европейской платформы:

1 — отражающие поверхности в осадочном слое; *2* — поверхность консолидированной коры; *3* — поверхность молодого складчатого фундамента; *4* — условная поверхность раздела верхней и нижней частей земной коры; *5* — поверхности в зоне перехода кора — мантия; *6* — поверхность М; *7* — стратиграфические горизонты в осадочной толще; *8* — отражающие площадки в земной коре и верхней мантии; *9* — изолинии скорости; *10* — значение граничной скорости; *11* — значение пластовой скорости; *12* — разломы по геологическим данным; *13* — разломы по геологическим и геофизическим данным; *14* — зоны глубинных разломов по данным ГСЗ; *15* — водный слой; *16* — осадочный слой; *17* — точки дифракции; *18* — эпицентры землетрясений; *19* — граница Восточно-Европейской платформы.

Четвертый разрез характеризует сочленение Восточно-Европейской платформы со Скифской плитой в районе Крыма. Здесь поверхность фундамента (К),

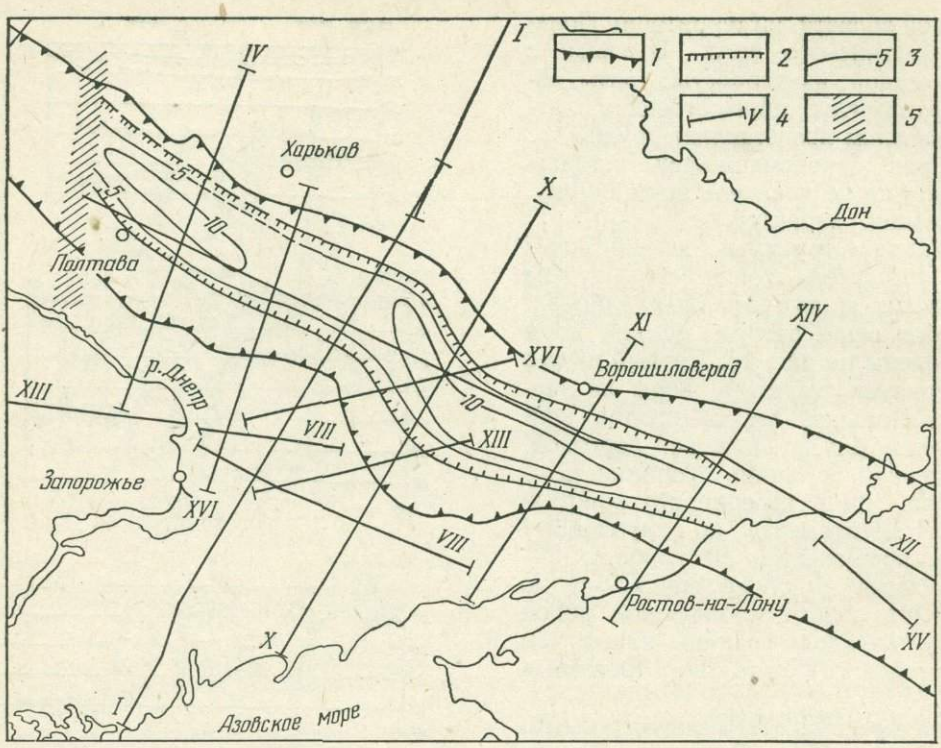


Рис. 16. Схема рифейского грабена в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена:
1 — контур Днепровско-Донецкого авлакогена; *2* — контур рифейского грабена; *3* — изопахиты рифейских отложений; *4* — профили ГСЗ; *5* — разломы.

начиная от Мелитополя, постоянно погружается в южном направлении и в районе Сиваша (рис. 15) резко опускается по глубинному разлому от 3 до 12 км. В этом районе фундамент древней платформы без заметных осложнений сочленяется с молодым фундаментом Скифской плиты.

Глубинный разлом, ограничивающий Восточно-Европейскую платформу с юга, имеет северное падение, он наклонен под платформу.

Таким образом, граница Восточно-Европейской платформы имеет очень сложное строение и наблюдается определенная связь между структурой регионов более молодого возраста, окаймляющих платформу, с последней.

В пределах Восточно-Европейской платформы отмечаются многочисленные положительные и отрицательные структуры — впадины кристаллических пород и соответственно впадины и авлакогены. В силу того, что сейсмические исследования проведены в основном на юге и востоке платформы, попытаемся проанализировать и сопоставить данные о глубинном строении коры с приповерхностными структурами по указанным районам.

Повсеместно на Восточно-Европейской платформе наблюдаются две выдержанные сейсмические границы — поверхность фундамента и граница М. На некоторых участках (Днепровско-Донецкая, Прикаспийская впадины и др.) спорадически прослежена граница с $v =$ $= 7$ км/с, которую можно условно отождествить с поверхностью Конрада. На щитах и массивах четкой границы с указанной скоростью не наблюдается.

Юго-западный склон платформы в пределах территории Польши, а частично также в пределах СССР (Калининградская область) характеризуется явно многослойной природой консолидированного комплекса земной коры. Граница М в области указанной территории выступает на глубине порядка 45—48 км. В консолидированном комплексе земной коры находятся две или три горизонтальные сейсмические границы. Одна из них со скоростью 6,7 км/с, расположенная на глубине порядка 30 км, может быть идентифицирована с так называемой поверхностью «базальтового» слоя. В нижней части коры этого района доказано существование границы со ско-

ростью около 7,2 км/с на глубине более 35 км. Природа этого раздела не выяснена. Она может быть интерпретирована как граница слоя, являющегося смесью пород гранулитовой фации и интрузий габбро.

На некоторых участках профилей ГСЗ в пределах указанной территории обнаружены также отражающие границы неустойчивого характера, расположенные внутри консолидированной коры и верхней мантии вблизи границы М. Все это указывает на многослойность юго-западной части докембрийской платформы.

Второй характерной чертой этого района платформы являются крутонаклонные сейсмические границы, секущие всю земную кору от подошвы вверх к границе консолидированной коры. Как правило, все эти границы наклонены в северо-восточном направлении, т. е. под платформу. Этот наклон совпадает с указанным выше наклоном главного разлома, ограничивающего юго-западную границу Восточно-Европейской платформы. Это важно для создания геодинамической модели краевой части рассматриваемой платформы. Под впадинами и авлакогенами толщина земной коры, как правило, уменьшается и на некоторых участках равна всего 30—35 км, в то время как средняя мощность коры на платформе 40—42 км.

Структура коры под впадинами очень сложная, особенно под Днепровско-Донецким авлакогеном, представляющим собой ров, протягивающийся в северо-западном направлении на сотни километров. Авлакоген имеет ярко выраженное грабенообразное строение. В последние годы внутри давно известного палеозойского грабена работами ГСЗ обнаружен и прослежен еще один более узкий и глубокий ровообразный прогиб, который протягивается от меридиана Полтавы на юго-вос ок в пределы Донецкого складчатого сооружения вплоть до Ростова-на-Дону. Этот грабен ограничен разломами и выполнен толщей пород, видимо, рифейского и, возможно, нижнеп леозойского возраста мощностью до 5—10 км. Глубина до дорифейского фундамента в пределах этого грабена достигает на некоторых участках 20—22 км (рис. 16).

Северо-западнее Полтавы Днепровско-Донецкий авлакоген представляет собой типичный герцинский прогиб, где мощность осадочного чехла составляет 5—10 км, а толщина коры 35 км (рис. 17). Севернее и южнее авлакогена мощность коры увеличивается — в среднем она равна 40—45, а на участках раннепротерозойских геосинклинальных областей — 50—55 км.

Обращает на себя внимание сложное строение под авлакогеном раздела кора — мантия. Здесь наблюдаются многочисленные отражающие площадки, которые по характеру закритических отражений могут быть отнесены к разделу М, залегающему по глубине в интервале 5—10 км, и где наиболее верхние площадки характеризуются граничной скоростью порядка 7,6—7,8 км/с.

Из рис. 17 (см. вклейку между стр. 160 — 161) следует, что отражающие площадки основания коры в зоне юго-западного краевого разлома, падающего на северо-восток, перекрывают друг друга. Подобный характер структуры аналогичен тому, который был отмечен в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы со Средиземноморским складчатым поясом. Такое совпадение позволяет предположить, что эти явления взаимосвязаны и обусловлены действием какой-то единой причины. Таковой могло быть горизонтальное поддвигание блоков мантии в северном направлении, происходившее, по-видимому, в рифее — палеозое в южном и юго-западном секторах древней платформы под влиянием активных деформаций Средиземноморского складчатого пояса. Этот процесс сочетался с растяжением земной коры в зоне Днепровско-Донецкого авлакогена.

Днепровско-Донецкий авлакоген может быть подразделен на ряд участков, которые отличаются своим глубинным строением, а именно: северо-западный (от Чернигова до Полтавы), центральный (до сочленения с Донбассом), собственно Донецкое складчатое сооружение и вал Карпинского. Эти участки имеют много общих черт в строении, но и отличаются друг от друга. Так, дорифейский фундамент Донбасса характеризуется скоростью 6,8—7,0 км/с, что позволяет говорить о наличии под ним пород основного или близкого к нему состава.

В юго-восточной части рассматриваемой территории расположена уникальная по своему строению Прикаспийская впадина. Мощность осадочного чехла в ней достигает 20 км. В центральной

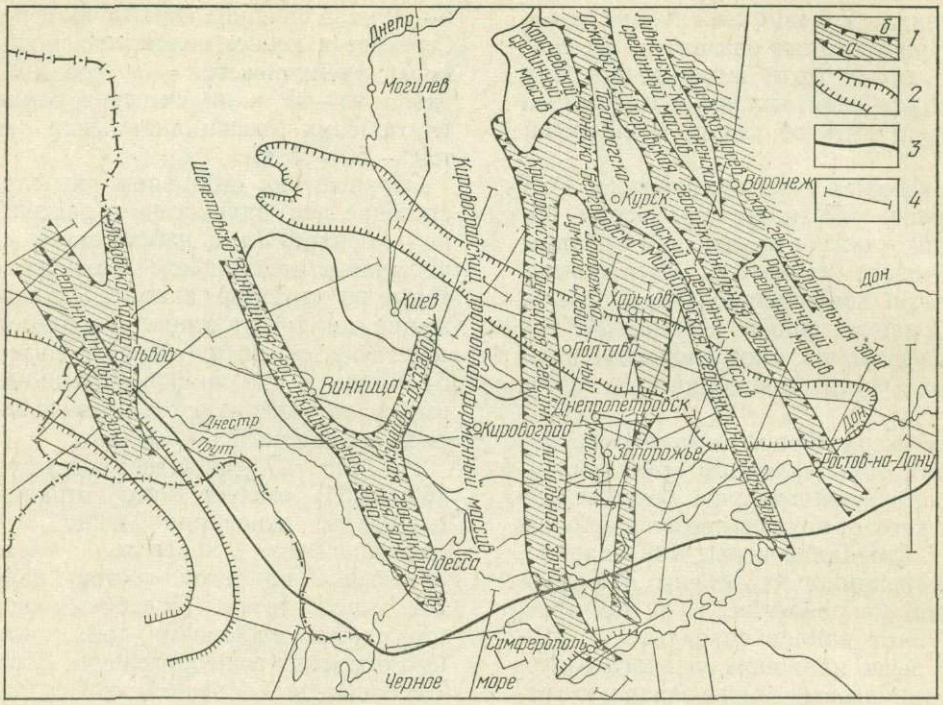


Рис. 18. Реконструкция раннепротерозойского тектонического плана юго-запада европейской части СССР:
1а — контуры раннепротерозойских геосинклинальных областей (заштриховано), *1б* — протоплатформенные и срединные массивы; *2* — контуры Днепровско-Донецкого авлакогена, Карпат, Горного Крыма; *3* — граница Восточно-Европейской платформы; *4* — профили ГСЗ.

части впадины сейсмические материалы настолько сложны, что не позволяют однозначно определить глубинную структуру этого региона. По одному варианту интерпретации (М. Разинкова и др.) в центральной части впадины отсутствует «гранитный» слой, вследствие чего осадочные отложения залегают непосредственно на сейсмической гр нице с $v_1 = 7$ км/с, т. е. на так называемом «базальтовом» слое. По другому варианту (А. В. Егоркин и др.) все же существует «гранитный» слой, мощность которого очень невелика. Если первый вариант интерпретации верен, то в центральной части впадины наблюдается земная кора субокеанического типа и, таким образом, вопреки широко распространенным представлениям, она должна быть исключена из состава древней платформы.

Внутренняя структура фундамента Восточно-Европейской платформы очень сложна. Схемы магнитного и гравитационного полей рассматриваемой территории описаны в специальном разделе настоящей монографии (Р. А. Гафаров), показывающем всю сложность аномально-возмущающих структур.

На юге платформы простирание интенсивных магнитных аномалий, как правило, субмеридиональное или северо-северо-западное. В центральной части платформы оно резко меняется на северо-восточное.

Сопоставление данных ГСЗ и магнитометрии в хорошо исследованных районах Украинского щита показывает, что интенсивные аномалии в зонах развития нижнепротерозойской железорудной формации располагаются обычно на участках с утолщенной земной корой. Таким образом, к традиционному критерию выделения и прослеживания криворожских (саксаганских) геосинклинальных систем по полосовым магнитным аномалиям добавляется еще один глубинный критерий — толщина земной коры. Согласно некоторым данным, этот критерий, возможно, даже более «сильный», так как должен «работать» и в тех районах, где из-за глубокого денудационного среза верхней части коры железорудная формация уничтожена и, следовательно, нет соответствующих магнитных аномалий.

На основании сопоставления результатов ГСЗ и магнитометрии и использо-

вания данных гравиметрии нами предпринята попытка тектонического районирования территории юга платформы в раннем протерозое [4].

Как видно из рис. 18, в западной части рассматриваемой территории структуры раннего протерозоя имеют субмеридиональную и северо-северо-восточную ориентировку, в восточной — северо-северо-западную. Сочленение разнонаправленных структур происходит вдоль юго-западного ограничения Донецко-Белгородско-Михайловской геосинклинальной зоны, которое условно может быть проведено вдоль линии Сумы — Харьков — Жданов. Днепровско-Донецкий авлакоген резко накладывается на структуры раннего протерозоя и не наследует ни одну из них. Нет основания для этого времени выделять на месте авлакогена какой-то разграничительный тектонический барьер между структурами Воронежского массива и Украинского щита. Влияние погребенных под авлакогеном субмеридиональных и северо-северо-западных раннепротерозойских структур проявляется в строении не только глубоких, но и верхних горизонтов земной коры, выражаясь в появлении поперечных структурных перемычек, резком изменении выраженности и простирания краевых разломов Днепровского грабена (например, южный краевой разлом в западной части Донецкого складчатого сооружения) и др.

Составленная схема свидетельсвует о большой подвижности и весьма дробной тектонической дифференцированности земной коры юга платформы в раннем протерозое. В это время не видно сколь-нибудь обширных платформ; массивы же, как правило, невелики, изолированы друг от друга и представляют собой как бы зачаточные разрозненные ядра наступающей консолидации.

В местах утолщенной земной коры, под раннепротерозойскими геосинклинальными зонами, наблюдается усложнение структуры раздела М. Под участками пересечения раннепротерозойских зон с более молодой структурой Днепровско-Донецкого авлакогена появляются дубликаты раздела М. Это, по-видимому, связано со «скольжением» этой границы по разрезу литосферы вследствие какого-то глубинного процесса преобразования вещества на границе кора — мантия, сопровождающего и, вероятно, обусловливающего крупные геотектонические перестройки. Если такая трактовка справедлива, возраст более глубокого горизонта М на участках пересечения древних субмеридиональных структур с Днепровско-Донецким авлакогеном является раннепротерозойским, более мелкого горизонта М — синхронным времени образования авлакогена. Во всех случаях определения участков утолщенной коры раннепротерозойского этапа за ее подошву принимался наиболее погруженный горизонт М.

Корреляционную зависимость между интенсивными магнитными аномалиями и зонами с утолщенной корой, которая наблюдается на территории Украины, можно заметить и в пределах Воронежского массива. На остальной территории Восточно-Европейской платформы в настоящее время такой корреляции установить нельзя из-за отсутствия данных ГСЗ.

УРАЛ

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА ПО ДАННЫМ ГСЗ

Урал пересечен тремя субширотными профилями ГСЗ: Свердловским, Темиртау—Куйбышевским и Актюбинским. Исследования на них проведены соответственно Уральским геологическим управлением Министерства геологии РСФСР при участии Института геофизики Уральского филиала АН СССР, Казахским геофизическим трестом МГ и ОН КазССР и Институтом геологических наук АН КазССР [1, 40, 41, 106]. Из трех маршрутов ГСЗ наиболее полные системы применены на Свердловском профиле, что обеспечило большую информацию о волновом поле. Методика работ была направлена здесь на регистрацию как преломленных, так и отраженных волн от основных границ раздела. Отражениям уделялось особое внимание в ближней к пункту взрыва области при расстояниях 0—70 км. Одновременно с изучением волн от специальных взрывов для ГСЗ на части профиля регистрировались упругие колебания от промышленных взрывов, производимых в основном в карьерах района г. Асбеста (рис. 19). Максимальные расстояния при этом достигали 530 км.

Основные элементы волновой картины на Свердловском профиле представляются

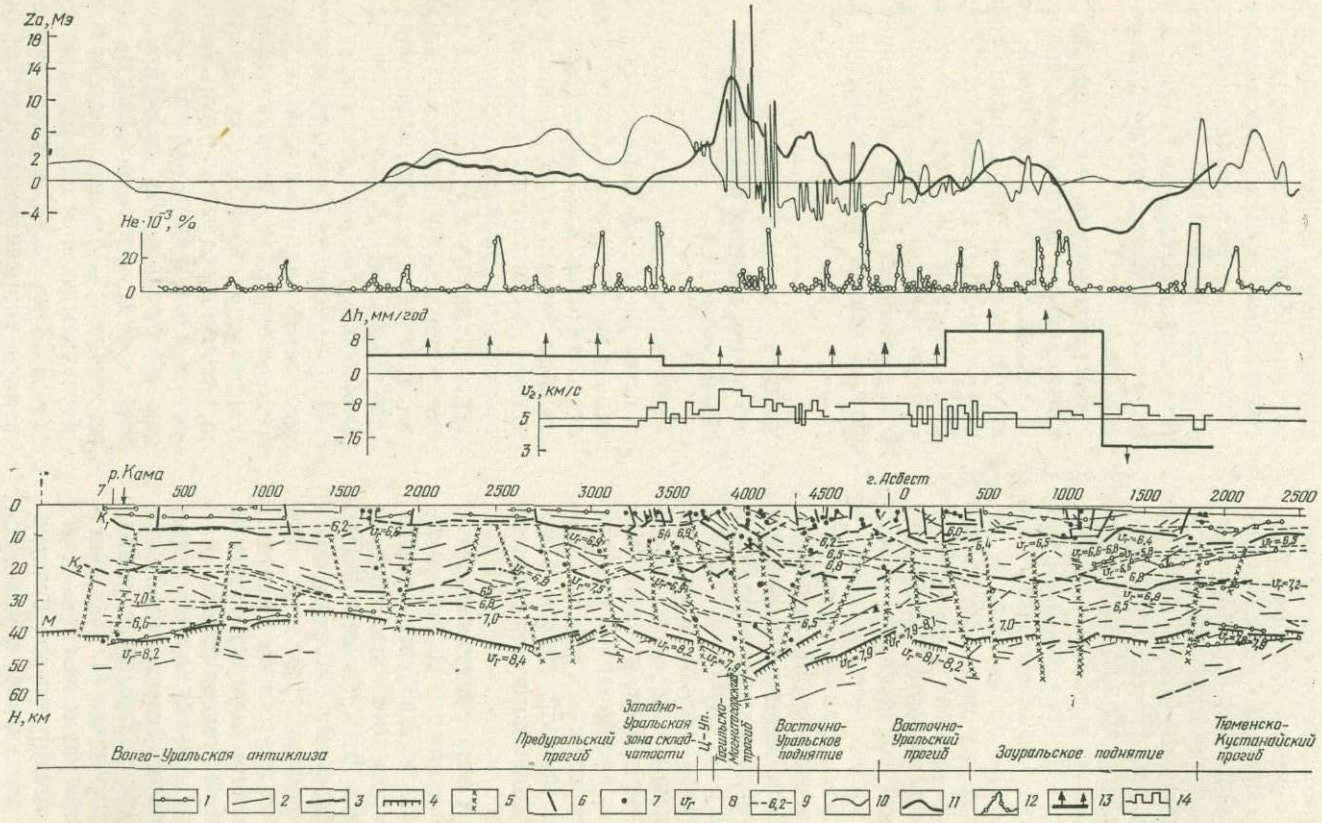


Рис. 19. Геофизические данные по Свердловскому пересечению Урала (по Дружинину, Халевину):

1 — преломляющая граница; *2* — отражающие границы; *3* — основные границы раздела земной коры: K_0 — поверхность консолидированной коры, K_1 — поверхность древнего фундамента, K_2 — поверхность нижней части земной коры («базальтового» слоя); *4* — поверхность Мохо; *5* — предполагаемые глубинные разломы; *6* — точки дифракции; *7* — тектонические нарушения в верхней части разреза; *8* — средняя и граничная скорости; *9* — линии равных значений скорости; *10* — график Δg; *11* — график *Za*; *12* — график концентраций гелия в подземных водах; *13* — график повторных нивелировок; *14* — график граничной скорости для поверхности палеозойского фундамента.

в следующем виде. При всей сложности сейсмического материала и обилии волн различного типа наблюдаются как единые общие для всего маршрута черты поля, так и особенности, присущие отдельным блокам коры. По кинематическим и динамическим признакам волны объединяются в группы, наиболее представительные из которых связаны с залегающим на глубинах 3—11 км древним фундаментом (поверхностью «гранито-гнейсового» слоя) и находящимся на глубине 34—47 км разделом М (поверхностью мантии).

Устанавливаемая на глубинах 15—25 км граница, предположительно соответствующая поверхности «базальтового» слоя, хорошо выражена на Восточно-Европейской платформе, где от нее регистрируются выдержанные отраженные волны. Здесь установлены уникальные особенности: уверенные отражения от границ в земной коре и раздела М следятся прямо от пункта взрыва. В других частях профиля граница иногда существенно осложнена и менее представительна.

Для земной коры Урала и прилегающих регионов установлено возрастание скорости с глубиной. На Свердловском профиле установлено три крупных блока, увеличение скорости с глубиной в которых происходит по различным законам. При этом для Среднего Урала характерен наименьший, а для Зауралья — наибольший градиенты. На Среднем Урале установлены существенные изменения скоростных характеристик не только по вертикали, но и по горизонтали. Это особенно относится к упругим свойствам пород до глубины 4—6 км.

Глубинные сейсмические зондирования выявили значительное число разломов земной коры, многие из которых отображаются и в верхней мантии. Основными критериями их выделения служат точки дифракции, смены волновых особенностей в блоках, расположенных по обе стороны от нарушения, резкое изменение рельефа опорных границ или степени их представительности, появление специфических отражающих площадок с крутыми углами наклона и т. д. Интересно отметить, что на Урале имеется по меньшей мере два типа корреляционной зависимости для характеристики зон глубинных разломов: в одном случае им соответствуют полосовые гравитационные аномалии и относительно спокойное магнитное поле, а в другом — четкие линейно вытянутые магнитные аномалии и отсутствие гравитационных. Можно ожидать, что эти типы относятся к различным тектоно-магматическим циклам [105].

Важным фактором, подтверждающим обоснованность выделения по данным ГСЗ на Урале глубинных разломов земной коры, служат результаты гелиевой съемки. Зонам нарушения соответствуют аномальные концентрации гелия, наиболее выраженные для глубинных разломов. Аномалии гелия указывают на «живучесть» разломов, видимо, неоднократно подновляемых движениями блоков земной коры [22]. Особенно своеобразен в различных планах разлом в районе пикета 1000 (рис. 19). Здесь отмечены уникальная аномальность свойств и мобильность земной коры, что можно предположительно увязать с современной границей Урала и Западно-Сибирской плиты, по крайней мере, по верхней части коры. Работами Института геофизики УНЦ АН СССР в фундаменте здесь установлена зона пониженных на порядок электрических сопротивлений, коррелирующаяся с аномалией векового хода магнитного поля [46, 52]. Как уже отмечалось, по данным повторных нивелировок наблюдается граница воздымающегося и опускающегося блоков земной коры [105]. Совокупность изложенных данных позволяет говорить о наличии весьма важной в тектоническом отношении границы блоков земной коры.

Основной структурой восточной окраины Восточно-Европейской платформы, определяющей специфику строения земной коры этого первого блока по Свердловскому профилю, является обширное поднятие поверхности Мохоровичича с амплитудой до 10 км и соответствующее ему погружение поверхности «базальтового» слоя на глубину 7—8 км (рис. 19). По поверхности древнего фундамента этой части платформы выделяются три крупные структуры: Верхне-Камская впадина с глубиной его залегания 7—9 км, Пермско-Башкирский свод — 3—5 км и Предуральский прогиб — 6—8 км. Глубина до подошвы «гранитного» слоя изменяется здесь от 18 до 26 км; граница М расположена в блоке на глубине 33—42 км; мощность «базальтового» слоя изменяется от 7—12 до 20—25 км.

На востоке Восточно-Европейской платформы в зоне сочленения Верхне-Камской впадины и Пермско-Башкирского свода сейсмическими данными установлена структура, глубинное строение которой подобно земной коре Днепровско-Донецкого авлакогена: здесь также имеет место сокращение мощности консолидированной коры в основном за счет «базальтового» слоя, глубинные разломы в бортовых частях и т. д. По сейсмическим данным можно считать, что докембрийский фундамент платформы распространен не только в Предуральском прогибе, но и в Западно-Уральской зоне складчатости и в Центрально-Уральском поднятии, т. е. в миогеосинклинальной зоне Уральской складчатой области. Залегает он здесь на глубине 3—5 км.

Наиболее контрастной частью профиля является Тагило-Магнитогорский прогиб и западная часть Восточно-Уральского поднятия, образующие единую осевую структуру коры Уральской геосинклинали, — это второй блок коры. Для нее характерно наибольшее погружение границы Мохоровичича и подъем границы Конрада, обусловившие общее увеличение мощности «базальтового» слоя до 30 км, существенно повышенные скорости упругих волн в «гранито-гнейсовом» слое, нередко нечеткое прослеживание границы М и пониженные до 7,9 км/с граничные скорости, что свидетельствует о возможном наличии здесь переходной зоны. Особенностью осевой структуры Уральской геосинклинали является также большая нарушенность земной коры, увеличение количества и усложнение конфигурации глубинных разломов. Все это предполагает существенное влияние на развитие и структуру земной коры как вертикальных, так и горизонтальных сил [5]. В верхней мантии на глубине 65—70 км обнаружена выпуклая граница, рельеф которой обратен поверхности Мохо. Севернее Свердловского профиля при исследовании упругими волнами промышленных взрывов установлена еще более представительная слоистость мантии — наиболее выраженная отражающая граница залегает здесь на глубине 100 км [106].

Восточной окраиной Уральской геосинклинали является зона, где исчезают «уральские» особенности земной коры. Это уже третий блок коры по профилю. После разлома в районе пикета 0 отмечается уменьшение мощности коры и скоростей упругих волн в ней. Эти параметры становятся близкими к установленным работами Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР для Западно-Сибирской плиты.

На Свердловском профиле отмечено, что для Урала нет обратно пропорциональной зависимости между $H_м$ и Δg, нередко даже наблюдается противоположная картина: чем больше глубина до границы М, тем выше интенсивность гравитационных аномалий. Это свидетельствует о существенном увеличении плотности земной коры.

Таблица 2

Регион	Глубина до границы М, км	Граничная скорость границы М, км/с	Средняя скорость в коре, км/с	Аномалии Буге	Магнитное поле	Современные движения	Примечание
Урал (осевая часть)	45—52	7,9—8,0	6,45	+	—; +	+	+ — Положительные — — Отрицательные
Предуральский прогиб и миогеосинклинальная область	35—45	8,2—8,6	6,40	—; 0	+; —	+	0 — Нулевые значения преобладающих величин полей
Восточный склон Урала	40—45	8,1—8,3	6,2—6,4	0; +	—; +	+	
Восток Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская антеклиза)	32—40	8,3—8,5	6,35	+	+; —	—	
Западно-Сибирская плита	33—38	8,0—8,1	6,35	0	+; —	—	
Туранская плита (западная часть)	25—50	8,0—8,4	6,35	+; 0	—; +	+; —	
Копетдаг	25—52	8,1—8,4	6,35	—	+	—; +	

Для выявления региональных закономерностей в структуре земной коры окраины Восточно-Европейской платформы и Урала обобщены все геофизические данные в масштабе 1 : 5000000 (табл. 2). В результате произведено расчленение земной коры на блоки, характеризуемые определенными физическими параметрами.

Из данных табл. 1 следует, что наиболее специфична земная кора осевой структуры Урала, совпадающей с Тагило-Магнитогорским прогибом, и западной части Восточно-Уральского поднятия. Здесь погружению границы М до 47—52 км соответствует подъем «базальтового» слоя до 15—17 км и положительная аномалия силы тяжести. «Гранитогнейсовый» слой структуры характеризуется большей основностью пород, чем обычно.

Волго-Уральская антеклиза Восточно-Европейской платформы, Предуральский прогиб и миогеосинклинальная область Урала являются следующими блоками и характеризуются сходным строением земной коры, существенно отличающимся от осевой части Урала. Между последней и Западно-Сибирской плитой расположена переходная область восточного склона Урала и Зауралья, где отмечаются элементы, характерные для примыкающих к ней с запада и востока блоков. По особенностям строения коры эта территория близка к восточной части Туранской плиты (южное обрамление Урала).

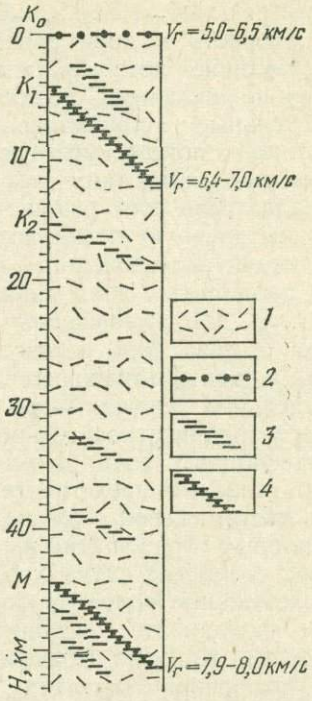


Рис. 20. Схематическая колонка земной коры Тагило-Магнитогорского погружения Урала по данным упругих волн промышленных взрывов:

1 — отражающие площадки метода пространственных зондирований (аппаратура ПОИСК); *2* — поверхность пород палеозойского фундамента (после ВЧР) с граничной скоростью, км/с; *3* — опорные отражающие и преломляющие горизонты (аппаратура «Земля»). *Примечание*: 1. Наклон опорных сейсмических горизонтов иллюстрирует пределы изменения глубин их залегания. 2. Распространение опорных горизонтов на всю колонку показывает их представительность в структуре земной коры. При частичном заполнении опорным горизонтом колонки он выражен не на всех изученных площадях (например, горизонт в интервале глубин 32—35 км).

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОСЕВОЙ ЧАСТИ УРАЛА

Однозначного определения понятия сейсмической модели земной коры нет. С нашей точки зрения модель представляет собой сводную, в значительной мере генерализованную колонку, отображающую основные, наиболее выраженные черты строения земной коры и верхов мантии с соответствующими упругими параметрами.

Данные модели-колонки земной коры и верхов мантии осевой структуры Урала (рис. 20) представляются в следующем виде. Урал как тектонический регион протягивается с севера на юг более чем на 2000 км при ширине 50—100 км. Земная кора здесь существенно гетерогенна. По данным метода пространственных сейсмических зондирований, она насыщена многочисленными неоднородностями, которым соответствуют в разрезе различно ориентированные отражающие элементы-площадки. Наклоны последних изменяются от 0 до 60°, причем предельные углы в значительной мере ограничены, по-видимому, методикой полевого эксперимента. Установлено, что нередко вдоль Урала характеризуемые отражениями элементы структур изменяются значительнее, чем вкрест этого направления [104]. Кроме того, обнаружено нелинейное возрастание скоростей упругих волн с глубиной и существенные неоднородности коры с максимальными аномалиями вблизи дневной поверхности.

Наибольшие вертикальные составляющие градиента средних скоростей наблюдаются в самой верхней части, где на протяжении первого километра $\bar{v}$

увеличивается от 4,0—4,5 до 5,0—5,5 км/с. Средняя скорость в коре равна 6,5—6,6 км/с. Наличие слоев с пониженными скоростями не исключено, но достаточно представительные количественные характеристики их пока отсутствуют. Также существенны колебания скоростей и по латерали: если для различных выходящих на дневную поверхность осадочных пород палеозойского возраста скорости продольных волн равны 4,0—4,5 км/с, то для изверженных пород основного состава они возрастают до 6,0 км/с, а для ультраосновного — до 6,5, в отдельных случаях — до 7 км/с.

При регистрации относительно низкочастотных упругих волн выделяются с различной степенью представительности в разных частях осевой структуры Урала три опорных отражающих горизонта, на которых во многих случаях формируются преломленные волны: поверхности древнего фундамента («гранито-гнейсового» слоя), Конрада («базальтового» слоя) и Мохоровичича (мантии). Наиболее полный материал и представительность характеристик имеет последний горизонт. Однако и здесь в ряде случаев картина сложна. Следует заметить, что раздел М нередко представлен двумя или даже тремя отражающими горизонтами. Слоиста также и верхняя мантия до глубины более 100 км [104].

Мощность земной коры Тагило-Магнитогорского прогиба и западной части Восточно-Уральского поднятия изменяется от 44 до 52 км, превышая величины, установленные для соседних структур Урала, причем колебания этого параметра в меридиональном направлении весьма значительны [104]. Сочетание увеличенной мощности земной коры осевой структуры с положительным гравитационным полем указывает на большую основность слагающих ее пород. Об этом свидетельствуют и повышенные здесь скорости продольных упругих волн.

Одной из актуальных задач наук о Земле, как известно, является построение петрологических моделей земной коры и мантии, представляющих собой систему вероятного распределения в пространстве горных пород и минеральных ассоциаций, соответствующую наблюдаемым геофизическим полям, физическим свойствам и термодинамическим условиям. Для повышения информативности сейсмических методов при определении петрографического состава мантии нами применялся метод поперечных волн [6], так как удовлетворение двум параметрам упругих констант существенно сужает круг вероятных петрологических моделей мантийного вещества. В частности, использование данных о скоростях распространения продольных и поперечных волн по поверхности верхней мантии, устанавливаемых по данным ГСЗ на Свердловском пересечении, позволило выбрать в качестве наиболее вероятной петрологической модели мантийного вещества для эвгеосинклинальной зоны Урала и Зауралья дунит, состоящий на 90% из форстерита и представляющий собой тугоплавкий остаток фракционного плавления пиролита. Подобные породы обнаружены на поверхности земной коры Урала в глубинных разломах, что является убедительным подтверждением правильности петрографической интерпретации данных сейсмометрии.

Моделирование минеральной ассоциации, удовлетворяющей свойствам мантийного вещества восточной окраины Восточно-Европейской платформы, Предуралья и миогеосинклинальной зоны Урала показало, что в названных регионах в мантии должно содержаться около 50% пиропа или 30—40% магнезиальной шпинели. В зависимости от содержания пироксена или оливина в таких породах это могут быть эклогиты или перидотиты.

Для более определенного решения вопроса необходимо выяснить давление и температуру, существующие на этих глубинах. Такая информация в сочетании с данными об устойчивости названных пород в определенных термодинамических условиях позволит выбрать наиболее подходящую петрологическую модель.

С точки зрения построения сейсмогравитационной модели земной коры большой интерес представляет корреляционная зависимость между плотностью пород и скоростью распространения в них упругих волн. Эта зависимость, как следует из теоретических расчетов, линейна, что согласуется с результатами экспериментальных исследований. Интересным является то обстоятельство, что породы, характеризующиеся большей скоростью поперечных волн (при равных скоростях продольных), имеют, как правило, меньшую

плотность. Эта закономерность проявляется в статистическом разделении пород в зависимости от скорости поперечных волн на две совокупности, разброс значений плотности в которых составляет ±0,025 г/см³. Таким образом, измерения скоростей поперечных волн, на ряду с продольными, позволяет уменьшить погрешность определения плотности почти в два раза.

Связь физических свойств горных пород с их химическим составом наглядно иллюстрируется зависимостью сейсмического параметра $K/\rho = v_P^2 - 4/3v_S^2$ и v_P/V_s от содержания кремнекислоты. Как показано на рис. 21, при содержании кремнекислоты более 55 вес.%, т. е. для пород среднего и кислого состава, эта зависимость становится достаточно тесной и может быть использована при петрологической интерпретации сейсмических данных. Породы основного состава, содержащие менее 55% SiO_2, по указанным параметрам практически не дифференцируются. Однако, как видно из рис. 22, разделение их в зависимости от содержания кремнекислоты оказывается возможным при использовании абсолютных значений v_P и v_S.

Таким образом, совместное использование скоростей распространения продольных и поперечных волн позволяет с более высокой точностью, чем по одним продольным волнам, определять плотности толщ горных пород и производить оценку содержания в них кремнекислоты, являющейся одним из важнейших компонентов, характеризующих тип горной породы.

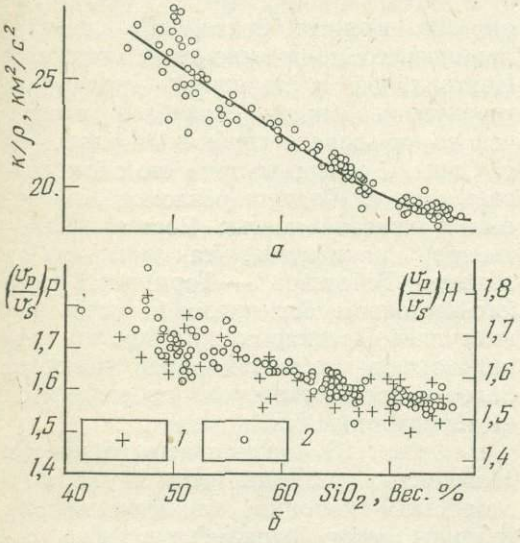


Рис. 21. Зависимость сейсмического параметра K (*а*) и отношения скоростей v_p/v_s (*б*) от содержания кремнекислоты (SiO_2) в горных породах:
1 — результаты измерений; *2* — результаты расчетов.

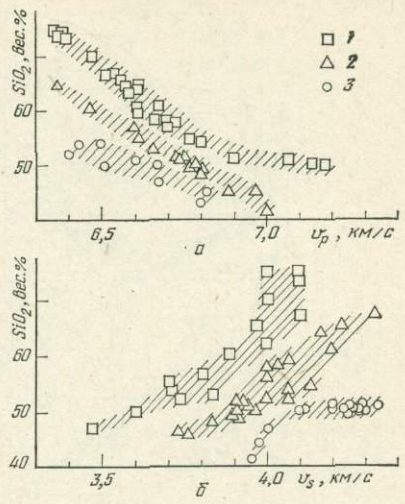


Рис. 22. Скорости v_p и v_s в горных породах с различным содержанием SiO_2:
а — скорости продольных (*P*) волн: *1* — 6,4—6,5 км/с; *2* — 6,6—6,8; *3* — 7,0—7,2 км/с; *б* — скорости поперечных волн (*S*): *1* — 4,00—4,20 км/с; *2* — 3,85—3,95; *3* — 3,7—3,8 км/с.

ЭПИПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЛАТФОРМА СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЭПИВАРИСЦИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Геотектоническая структура региона. В настоящем разделе приведены обобщенные результаты глубинного строения земной коры палеозойской платформы Центральной и Западной Европы в пределах территории Польши.

Геология Польши исключительно сложна, поскольку на сравнительно небольшой площади сочленяются тектонические единицы первого порядка, имеющие принципиальное значение для Европейского континента: Восточно-Европейская платформа, палеозойская платформа Центральной и Западной Европы, а также Альпиды — часть Карпат и Предкарпатский прогиб.

Границы этих регионов еще не уточнены, а одной из наиболее важных проблем тектоники Европы является задача определения юго-западного контура Восточно-Европейского кратона в пределах Датско-Польской борозды, где мощность осадочных пород превышает несколько

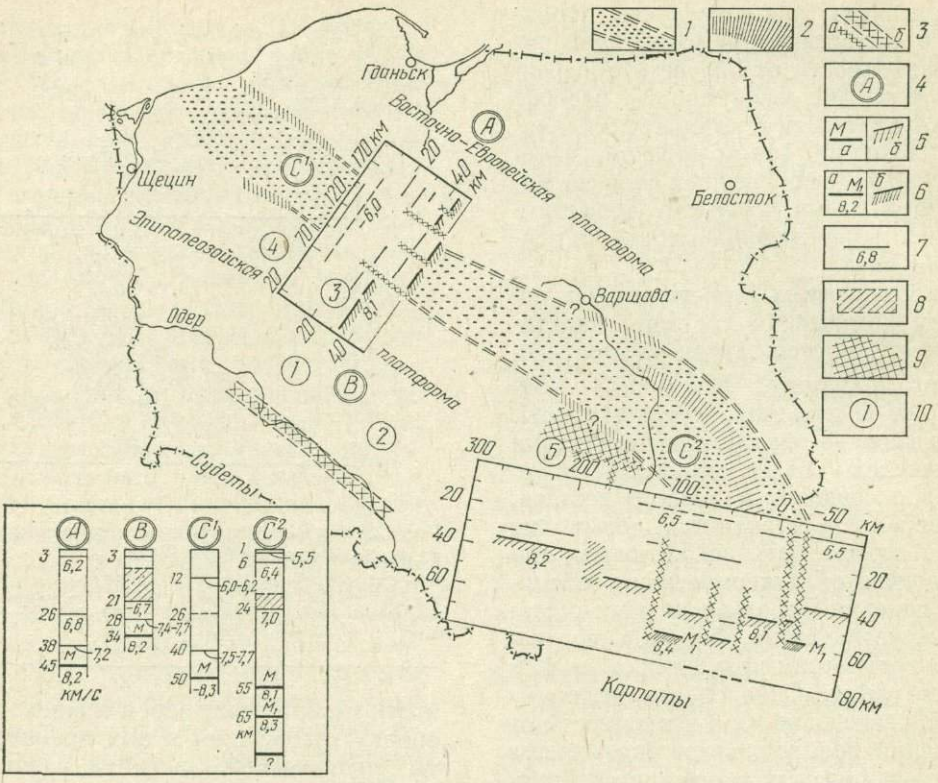


Рис. 23. Схема геотектонического районирования территории Польши по данным ГСЗ:

1 — зона Тейссейра — Торнквиста (ТТ); *2* — участок больших тектонических нарушений в зоне ТТ; *3а* — тектонические нарушения; *3б* — Одерский разлом; *4* — тектонические регионы и соответствующие им модели земной коры; *5* — границы М на скоростных колонках (*а*) и на моделях земной коры (*б*); *6* — граница М на скоростных колонках (*а*) и на моделях земной коры (*б*); *7* — граничные скорости, км/с; *8* — зона пониженных скоростей на скоростных колонках; *9* — Свентокшиские горы; *10* — расположение типичных разрезов земной коры эпипалеозойской платформы, приведенных на рис. 24.

километров. На юго-востоке Польши имеется своеобразный тектонический узел, образованный докембрийской Восточно-Европейской платформой со своей краевой зоной, палеозойским массивом Свентокшиских гор и Предкарпатским прогибом альпийского орогена.

Основные черты геологического строения этого района рассмотрены в главе, описывающей территорию Польши.

Независимо от геологических данных автором была предпринята попытка представления геотектонического районирования территории Польши, основанного исключительно на изучении физических свойств нижнего этажа земной коры, прежде всего, раздела М. Большое внимание уделялось особенностям волновых сейсмических полей, которые использовались в качестве основного критерия для выделения отдельных участков литосферы. Исходя из указанного геотектонического районирования, представленный на рис. 23 блок литосферы, обозначенный буквой «В», отвечает приблизительно палеозойской платформе Центральной и Западной Европы на территории Польши. Этот блок ограничен на юго-западе глубинным разломом р. Одры. С северо-востока его оконтуривает зона глубинных разломов, связанных с краевой частью Восточно-Европейской платформы, так называемая область Тейссейра — Торнквиста. На юго-восточном ограничении блока «В» выступает Предкарпатский прогиб альпийского орогенеза. На западе структура палеозойской платформы продолжается на территории ГДР.

На рис. 23 представлены примеры обобщенных разрезов земной коры и скоростные колонки, характерные для границы между блоком литосферы, соответствующим палеозойской платформе, и краевой зоной Восточно-Европейской платформы.

Выступающие на ограничении палеозойской платформы глубинные разломы

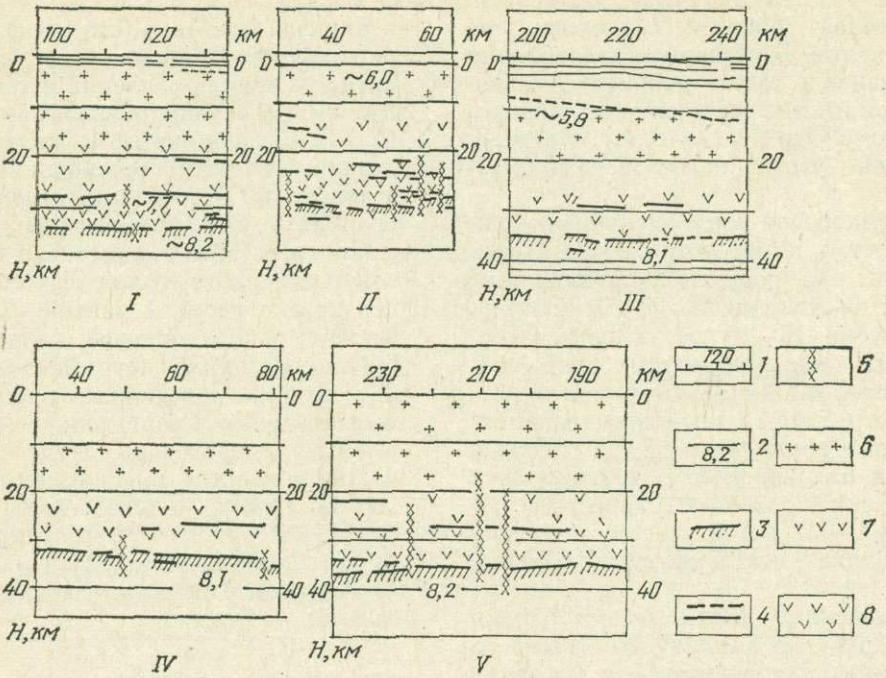


Рис. 24. Примеры разрезов земной коры эпипалеозойской платформы Центральной и Западной Европы на территории Польши:

1 — расстояние вдоль сейсмических профилей, км; *2* — границы скорости, км/с; *3* — граница М; *4* — другие сейсмические границы; *5* — глубинные разломы; *6* — верхняя часть земной коры; *7* — нижняя часть земной коры; *8* — ярко выраженный переходный слой кора — мантия.
Участки разрезов: *I* — Равич; *II* — Намислов; *III* — Вжесня; *IV* — Вагрович; *V* — Кельце.

имеют очень важное значение. Корни Одерского разлома шириной около 10—12 км проникают в глубь нижней литосферы. В зоне разлома граница М расплывчата и трудноопределима. Локальные отражающие участки, наблюдаемые в зоне «разлома Одры» значительно выше границы М, можно интерпретировать как следствие интрузии материала из верхней мантии в земную кору.

Последние результаты глубинных сейсмических зондирований, выполненные в 1969—1976 гг., подтвердили предположение, что определенная на окраине древнего кратона зона Тейссейра — Торнквиста шириной 50—80 км, находящаяся на стыке двух платформ: докембрийской и палеозойской, является глубоким тектоническим грабеном со свойствами, характерными для внутриконтинентальных рифтовых систем. Это структура континентального масштаба и значения.

Данные ГСЗ. Большинство профилей ГСЗ, выполненных на территории Польши, пересекают структуры палеозойской платформы. Сеть наблюдений ГСЗ включает участки VII и VIII международных профилей и региональных профилей ЛТ-2, ЛТ-3, ЛТ-4. Кроме того, получены очень интересные результаты интерпретации до- и околокритических волн, отраженных от глубинных границ палеозойских структур в районе Юго-Западной Польши.

В качестве основного материала использованы результаты сейсмических исследований на 12 профилях КМПВ. Неожиданным было получение во многих случаях динамически выразительных докритических отражений от границ в нижней части коры уже на расстояниях 30 км от источника.

Всего в палеозойской платформе в пределах Польши получено свыше 1500 км сейсмических разрезов земной коры.

Структура коры. Типичные примеры разрезов земной коры, характерные для палеозойской платформы на территории Польши, показаны на рис. 24. Глубина границы М в пределах палеозойских структур Центральной и Юго-Западной Польши (рис. 23) изменяется в пределах 30—35 км. При этом мощность земной коры увеличивается постепенно в направлении на восток и северо-восток от глубинного разлома р. Одры. Можно сказать, что вся палеозойская платформа

в пределах Польши наклонена на северо-восток. В указанном направлении увеличивается также мощность осадочного слоя от 2—3 км в районе глубинного разлома Одры до 6—8 км в северо-восточной части палеозойской платформы.

Внутрикоровая зона увеличивающихся скоростей, которую трудно идентифицировать как поверхность «базальта», залегает на глубине 18—20 км. В интервале глубин 10—18 км находится, повидимому, зона пониженных скоростей.

Наиболее характерным элементом глубинной структуры земной коры палеозойской платформы в пределах Польши является наличие в ее основании двух сейсмических границ со скоростями порядка 7,4—7,7 и 8,2 км/с, с которыми связаны также интенсивные отраженные волны.

Преломленные волны весьма близки друг к другу по амплитудам. Волна со скоростями, находящимися в пределах 7,4—7,7 км/с, регистрировалась в первых вступлениях уже на расстоянии порядка 135—155 км от пункта взрыва в зависимости от мощности земной коры. Обе преломленные волны характеризуются слабыми амплитудами, но хорошо разделяются.

От обеих границ регистрировались ярко выраженные отраженные волны. Волна от верхней границы характеризуется обычно короткой двух-, трехфазной записью, указывающей на то, что им соответствует резкая граница раздела. Волны, отраженные от нижней границы (8,2 км/с), имеют многофазный характер.

Описанные разделы, вероятно, соответствуют верхней и нижней границам переходной зоны кора — мантия, мощность которой изменяется от 4 до 8 км. Кроме того, обнаружено, прежде всего в Предсудетском районе, что к переходной зоне кора — мантия приурочены многочисленные тектонические нарушения, а также глубинные разломы без явных вертикальных перемещений. Глубинная структура земной коры этого типа может быть результатом процессов, связанных с внутренней эрозией литосферы.

В свете результатов экспериментальной петрологии переходную зону кора — верхняя мантия можно интерпретировать как сложную область фазовых переходов типа базальт — эклогит. Ито и Кеннэди показали, что такие переходы не только возможны, но могут происходить в условиях давлений и температур, близких к условиям залегания раздела М. Их эксперименты, в частности, показали, что такие переходы происходят в два этапа: от базальта к гранатовому гранулиту и от гранатового гранулита к эклогиту. Этим этапам могут соответствовать две сейсмические границы в нижней коре и верхней мантии. В исследованном районе первый раздел (7,4—7,7 км/с) резкий, но неустойчивый, второй (8,2 км/с) — «диффузный» или «слоисто-диффузный». Сравнительно небольшую толщину переходной зоны (4,8 км) можно объяснить высоким тепловым режимом Земли, наблюдаемым в Предсудетском районе. Повышенные температуры должны уменьшить размеры двухэтапных фазовых переходов типа базальт — эклогит.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЧЕШСКОГО МАССИВА

Чешский массив является частью области варисской консолидации, которая прослеживается с запада от Иберийского полуострова через Французский центральный массив и Арморикансий массив, через Вогезы и Шварцвальд до территории ЧССР (рис. 25). Структура Чешского массива, «сцементированная» процессами варисского складкообразования и магматизма, в более поздние геологические эпохи вела себя уже как платформа: массив разделен на ряд горстообразных структур, между которыми развиты послеварисские платформенные отложения. Варисциды Центральной Европы характеризуются зональным строением, их центральной зоной является Молданубикум, с северо-запада к нему примыкает Саксо-Тюрингская зона, окраинную часть образует реногерцинская зона. Саксо-Тюрингская зона затрагивает Чешский массив лишь своей юго-западной краевой частью, реногерцинская зона в собственно Чешском массиве уже не представлена. Юго-восточное крыло варисской структуры редуцировано, на восточной окраине Молданубикума оно представлено Судетикумом, который является качественным эквивалентом Рейно-Герцинникума. В юго-западном направлении Судетикум замыкается и перекрыт карпатской молассой и надвигами флишевых

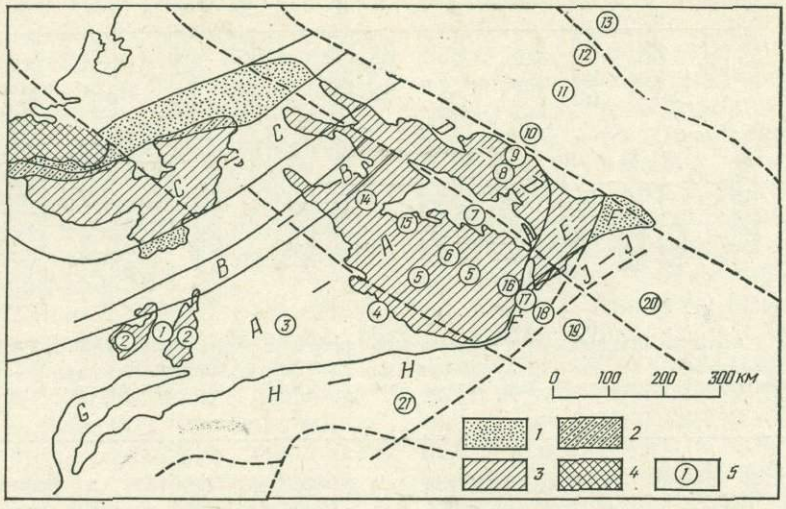


Рис. 25. Тектоническая схема варисского орогена:

1 — вскрытые герцинские передовые прогибы; *2* — открытые герцинские передовые прогибы; *3* — герцинский массив; *4* — каледонский брабантский массив; *5* — позиция и номер модели коры: *A* — Молданубикум; *B* — Саксо-Тюрингикум; *C* — Рейно-Герциникум; *Д* — Лугикум; *E* — Судетикум; *F* — брунния; *G* — юра; *H* — Альпы; *I* — Карпаты

покровов Карпат. На северо-востоке варисские структуры продолжаются вплоть до важной Одерской зоны сбросов [126].

Результаты глубинного сейсмического зондирования и данные других геофизических методов существенны для определения положения и характера границ между отдельными зонами, особенно в глубинных этажах коры, они позволяют прослеживать структурные зоны варисцид в областях, перекрытых платформенными отложениями и краевыми частями Альпийско-Карпатского орогена.

Характер сейсмических границ раздела. На Чешском массиве неконсолидированная кора представлена комплексом осадочных и изверженных пород верхнекарбонового и более позднего возраста. Наиболее развит этот комплекс в области чешского мела. На участке сочленения с Карпатами мощность комплекса, определенная главным образом по сейсмическим данным, достигает

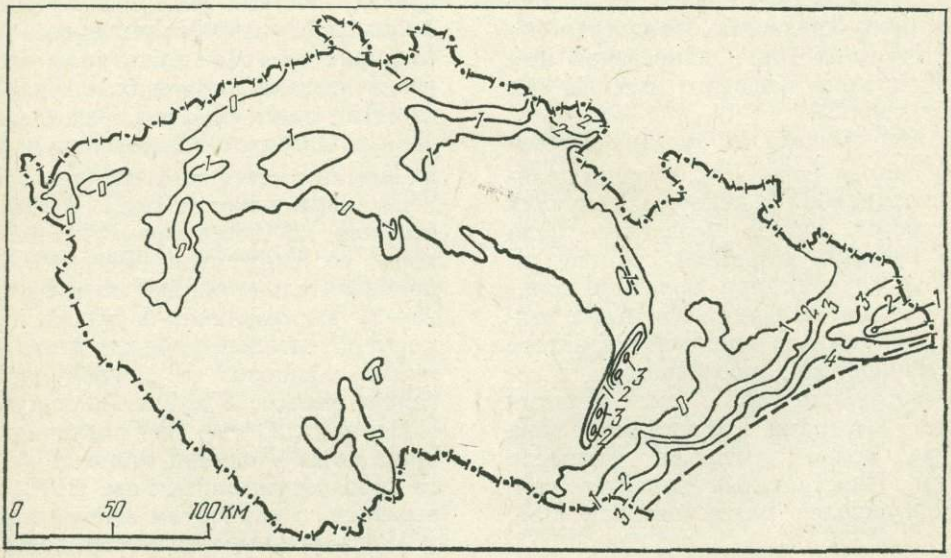


Рис. 26. Карта мощности неконсолидированной коры в Чешском массиве.

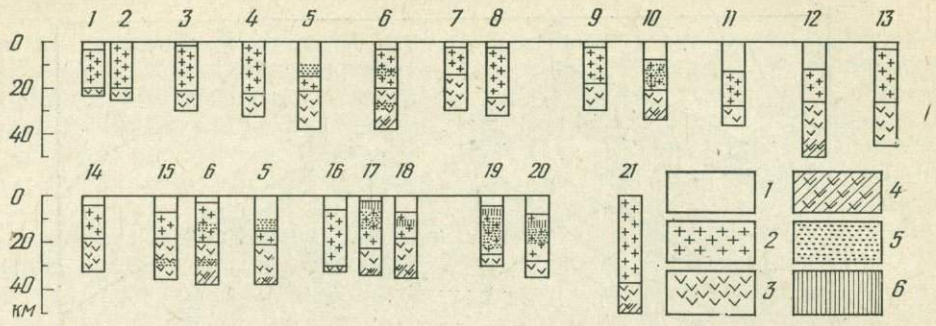


Рис. 27. Модели коры на продольном и поперечном профилях через варисский ороген:
1 — пласты со скоростями < 6,0 км/с; *2* — 6,0—6,6 км/с; *3* — > 6,6 км/с; *4* — 7,5 км/с; *5* — зоны малых скоростей; *6* — зоны больших скоростей. Порядковые номера моделей в кружках соответствуют позициям, обозначенным на рис. 25.

в Ледницкой зоне приблизительно 4000 м (рис. 26).

В консолидированной коре сейсмические границы раздела непротяженны и ограничены по площади. Они могут быть обусловлены наличием метаморфических серий, пронизанных гранитоидными или базальтоидными интрузиями. Различия в степени метаморфизма и особенно проявления мигматизации и гранитизации могут обусловливать различия в физических свойствах на контактах между разными комплексами, что определяет появление сейсмических границ. В Чешском массиве границей между верхней и нижней частями коры можно считать зону с повышенным градиентом скорости на глубине около 20 км, которая наблюдается в Молданубикуме, под Среднечешским плутоном и в Тепельско-Баррандиенском блоке. Эта зона повышенного градиента скорости в области Крушных гор и в пределах восточной окраины Чешского массива уже не наблюдается.

Характер раздела М, судя по особенностям записи волн $P^{м}_{отр}$, в разных районах неодинаков. В некоторых случаях при простой записи указанных волн можно говорить о резкой границе М, в других случаях при большом количестве фаз или наличии нескольких волновых пакетов — о сложном характере этой границы, как зоне перехода, в которой чередуются слои с более низкими и более высокими скоростями. Зона перехода может достигать мощности 5—6 км. Пластинчатый характер этой зоны обсуждался рядом авторов [137, 141].

Модели строения коры. Наличие моделей земной коры, составленных по пластовым скоростям в разных районах Центральной и Восточной Европы, позволяет рассмотреть структуру земной коры Чешского массива в сравнении с ними. Данные анализируются вдоль продольного и поперечного профилей. Продольный профиль начинается в Вогезах, пересекает Чешский массив и доходит до Восточно-Европейской платформы; поперечный проходит от Крушных гор до Паннонского массива перпендикулярно к простиранию основных структурных единиц Чешского массива (рис. 27).

На продольном профиле хорошо видна увеличенная мощность земной коры в области Чешского массива, особенно в пределах его Молданубикумского ядра [121]. Мощность коры достигает здесь почти 40 км, что резко отличается от других участков эпиварисцийской платформы с формациями молданубикумского характера. Мощность коры особенно незначительна в Вогезах и Шварцвальде [115], здесь она не превышает 22—25 км. В области между этими горами и Чешским массивом толщина коры медленно увеличивается [107]. В этой части профиля мощность гранитоидной части коры со скоростями менее 6,6 км/с приблизительно одинакова и составляет 20—22 км; различия в общей толщине коры обусловлены прежде всего вариациями мощности ее нижней части (на западе меньше 5 км, в Молданубикуме [121] почти 20 км). Эти различия в толщине коры у единиц молданубикумского типа обсуждались Гизе (1976) и связывались с варисским магматизмом.

Максимальные мощности коры Чешского массива приурочены к оси варисских гор, к оси их Молданубикумской

зоны [121, 123] и могут рассматриваться как остатки корней центральной зоны варисского орогена. Вогезы и Шварцвальд находятся также в осевой линии Молданубикумской зоны варисского орогена, но имеют гораздо меньшую мощность коры. Такие резкие различия не находят простого объяснения. Очевидно, они связаны с варисским плутонизмом Чешского массива и влиянием Рейнского грабена [114].

На продолжении профиля к северо-востоку [124] в области Чешской меловой платформы (Лабского блока) мощность земной коры значительно меньше (31 км), чем в пределах Чешского массива. При этом сокращена толщина «гранитного» слоя. К Судетам [126] мощность коры вновь увеличивается, достигая максимальных значений в Судетском блоке на территории Польши (37 км). Одновременно с утолщением коры возрастает мощность ее нижней части («базальтового» слоя). В Предсудетском блоке [130], представляющем собой краевую часть Чешского массива, мощность коры снова уменьшается до 32 км.

Между Чешским массивом и Польской платформой [131] и аналогично между Польской и докембрийской платформами [134] находится зона повышенной мощности земной коры [132, 133] и повышенных скоростей в нижней части «базальтового» слоя. Эти зоны носят характер грабеновидных структур, имеющих некоторые общие с Рейнским грабеном черты развития. Вполне возможно, что здесь имеют место проявления некоторых общих закономерностей, свойственных участкам сочленения крупных орогенных единиц.

Поперечный профиль характеризует основные тектонические единицы Чешского массива и его контакт с Карпатами вдоль международного профиля VI. Мощность коры от Крушных гор [136] к юго-востоку возрастает, достигая максимальных значений в Молданубикуме [121] и в области Среднечешского плутона [123]. Далее к юго-востоку, вплоть до окраины Чешского массива [113] в области Предкарпатского прогиба [142], толщина коры уменьшается. На всем этом участке мощность «гранитного» слоя сравнительно постоянна, лишь в молданубикумской части она незначительно возрастает. Основная разница в толщине коры обусловлена изменением мощности ее нижней части. В Молданубикумском блоке увеличенным мощностям нижней части коры соответствует утолщение верхних слоев со скоростями до 6 км/с, вследствие чего структура соответствующих границ раздела носит обращенный характер.

Восточная окраина Молданубикума [141] характеризуется не только уменьшенной мощностью коры, но и наличием на глубине 15—20 км пород с повышенными скоростями, под которыми залегают породы с меньшими скоростными параметрами. Большую толщину коры с малыми скоростями в области Молданубикума, между его восточной окраиной и Среднечешским плутоном, можно объяснить наличием в разрезе мощных, значительно метаморфизованных, мигматизированных и гранитизированных комплексов с пониженными плотностями. В отличие от этого в Тепельско-Баррандиенской зоне [137] и на северо-восточной окраине Чешского массива [141] присутствуют метаморфические комплексы с большими плотностями, пронизанные многочисленными базальтоидными интрузиями. В области Молданубикума [121] довольно мощной является также нижняя часть земной коры со скоростями больше 7 км/с, превышающими даже 7,5 км/с.

В области Внешних Карпат мощность коры постепенно увеличивается вплоть до зоны контакта [146] между Перипьенинским линеаментом и Ледницкой зоной. Вблизи Перипьенинского линеамента толщина коры сокращается до 28—30 км [131]. В пределах контакта Чешского массива с Карпатами, в области Венского бассейна в разрезе коры присутствует довольно мощный слой со скоростями, превышающими 7,5 км/с. О появлении такого слоя на участках контактов крупных структур говорилось выше. По данным профиля III толщина коры в области Центральных Карпат составляет в среднем 35 км, «гранитный» слой развит до глубины 28 км, зона пониженных скоростей находится на глубине 12—20 км [151].

Земная кора Центральных Карпат существенно отличается от коры Чешского массива. Карпатам свойственны особенно малые скорости, связанные с большой мощностью осадочной толщи (третичные отложения), большие вертикальные градиенты скорости и увеличенная мощность «гранитного» слоя. Следующей характерной чертой является наличие

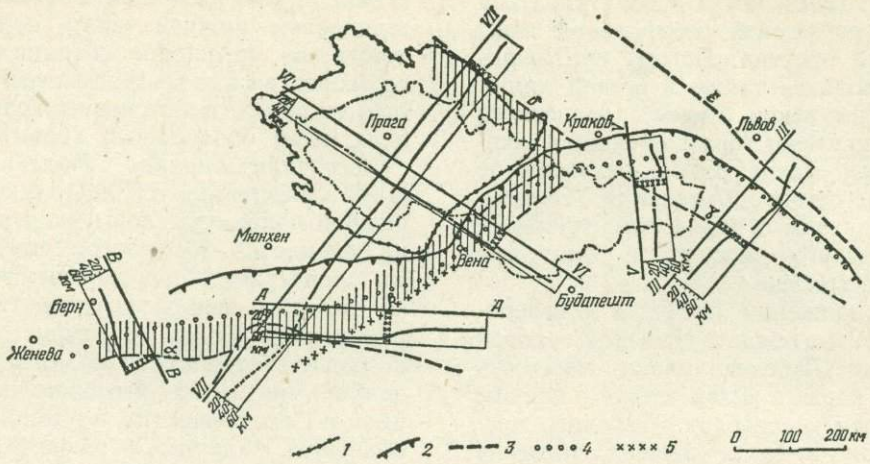


Рис. 28. Ограничение варисского орогена по данным международных профилей ГСЗ:
1 — поверхностное оконтуривание Чешского массива; *2* — поверхностная граница альпийско-карпатского орогена; *3* — линеаменты: α — Периадриатический; β — сейсмически активная зона; γ — Перипьенинский; δ — Одерский; ε — Торнквиста — Тейссейра; *4* — ось отрицательных аномалий силы тяжести; *5* — сейсмически активная зона.

под дневной поверхностью (5—10 км) высокоскоростных комплексов, под которыми опять появляются мощные толщи с более низкими скоростями.

Для сравнения приведем модель коры центральной части Альп [152], которая получена по трансальпийскому профилю в 1975 г. В Восточных Альпах между Инсбруком и Штейром кора имеет мощность 50 км, «гранитный» слой распространен до глубины почти 38 км, каналы малых скоростей располагаются на глубинах 25—30 и 45—48 км.

Границы Чешского массива по данным ГСЗ и комплексная интерпретация данных других геофизических методов. Результаты ГСЗ дают ценную информацию о границах Чешского массива под покровами и надвигами Альпийско-Карпатского орогена. Речь идет, по существу, о восточном окончании всей области варисской консолидации, о ее границе с Карпатами, Восточными Альпами и Польской палеозойской платформой. В западном направлении Молданубикум продолжается до Западной Европы включительно.

Профиль VI проходит через границу Чешского массива и Западных Карпат в геологически неудачном месте (рис. 28). Характер контакта Карпат с его форландом хорошо освещен профилями III и V, что можно использовать для расшифровки весьма сложной обстановки на профиле VI. В зоне контакта Чешского массива с Западными Карпатами находится участок повышенной мощности земной коры, ограниченный глубокими сбросами. Это, с одной стороны, Ледницкая сбросовая зона, которую Сикора [150] в Польше называет Перикарпатским линеаментом, а Доленко [124] в области Советских Карпат — Предкарпатским сбросом и, с другой — Перипьенинский линеамент. На рассматриваемом участке земная кора опустилась под влиянием бокового сжатия, в результате накопились осадочные толщи большой мощности и на форланд надвинулись покровные структуры. Погружение коры и большая мощность осадочных отложений обусловили возникновение в платформенном форланде Карпат четких отрицательных аномалий силы тяжести. Из анализа сейсмических и других геофизических данных следует, что кора в области ее максимального прогиба является опущенным краем платформы. На участке глубинного контакта между Чешским массивом и альпидами резко изменяется глубина до раздела М — на профиле VI амплитуда скачка составляет 7 км, на альпийском профиле [142] севернее Штейра — 20 км. Скачок глубин приурочен в Перипьенинскому линеаменту, под которым в геофизическом смысле следует подразумевать зону повышенной сейсмической активности (рис. 29), которая от Жилины, Тренчина и Доброй-Воды тянется в Малые Карпаты через

р. Мур к Периадриатической линии. Такой характер контакта свидетельствует о том, что Чешский массив продолжается далеко под Альпы, по всей вероятности, вплоть до Периадриатического линеамента. Об этом свидетельствует и ширина Молданубикумской зоны варисского орогена, которая юго-западнее Чешского массива резко сужена перемещенными альпийскими структурами. Юго-восточная граница Чешского массива четко обозначается также изменением в зоне Перипьенинского линеамента направлений векторов Визе (см. рис. 5), определенных при магнитотеллурических зондированиях. На участке южного продолжения Чешского массива в Альпы изменений векторов Визе не наблюдается, они все сохраняют одинаковое направление, уменьшается только их величина. По-видимому, глубинное окончание Чешского массива находится южнее, в районе Периадриатического линеамента.

Граница между Чешским массивом и Польской палеозойской платформой менее определенна, чем в Карпатах и Альпах. Она представлена системой сбросов северо-запад — юго-восточного направления, которую можно отождествить с Одерской линией. В этой зоне между Чешским массивом и Польской палеозойской платформой земная кора также имеет большую мощность [132].

Таким образом, на основании геофизических данных, ГСЗ, гравиразведки, магнитометрии, магнитотеллурики и сейсмометрии на границе Чешского массива и Карпат устанавливается (рис. 30) существование двух продольных линеаментов — Перипьенинского и Ледницкой зоны (Перикарпатского линеамента, по Сикоре). Перипьенинский линеамент можно трассировать через упомянутую выше сейсмическую зону в область Малых Карпат, затем через Новый Город, р. Мур, Удине к Периадриатическому линеаменту. Перикарпатский линеамент можно продолжить в Альпы и вести его примерно по оси минимума силы тяжести по его северной зоне максимального горизонтального градиента

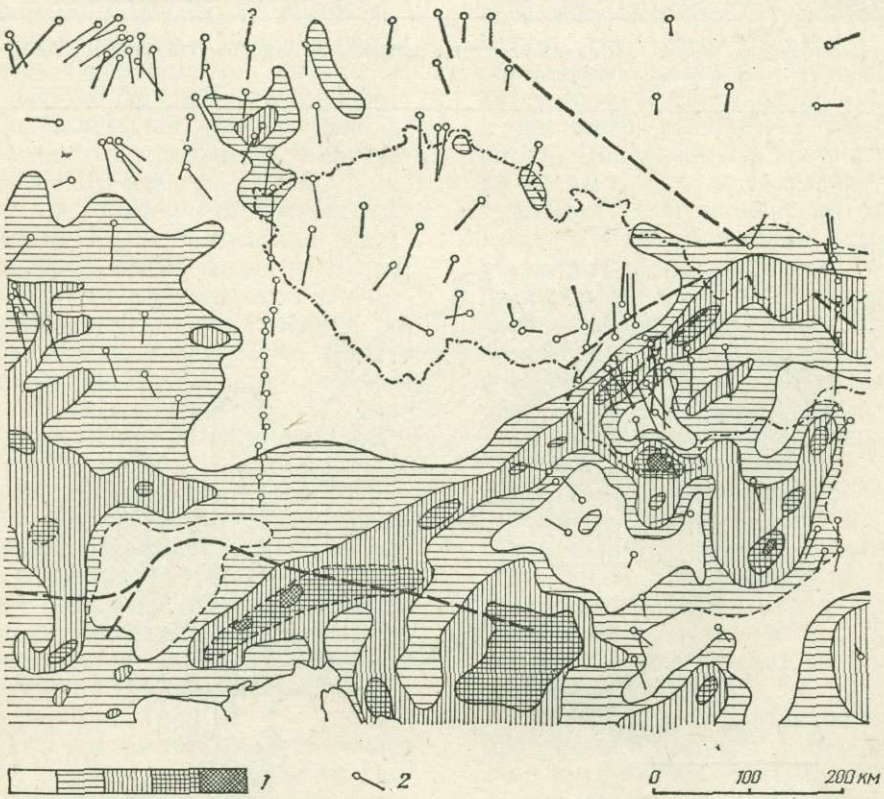


Рис. 29. Карта сейсмичности Центральной Европы по Карнику (1972) с обозначенными векторами Визе по Праусу и др. (1977):

1 — степень сейсмичности; *2* — векторы Визе

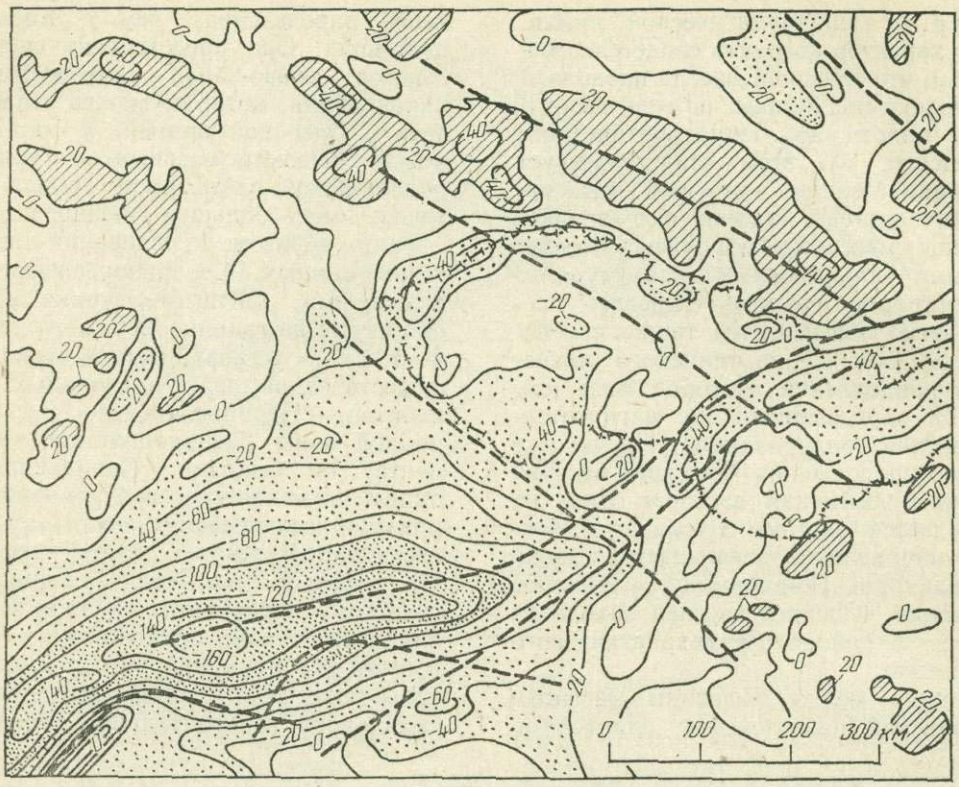


Рис. 30. Схематическая карта аномалий Буге в Центральной Европе (Ибрмайер, 1966) с обозначением продольных и поперечных линеаментов.

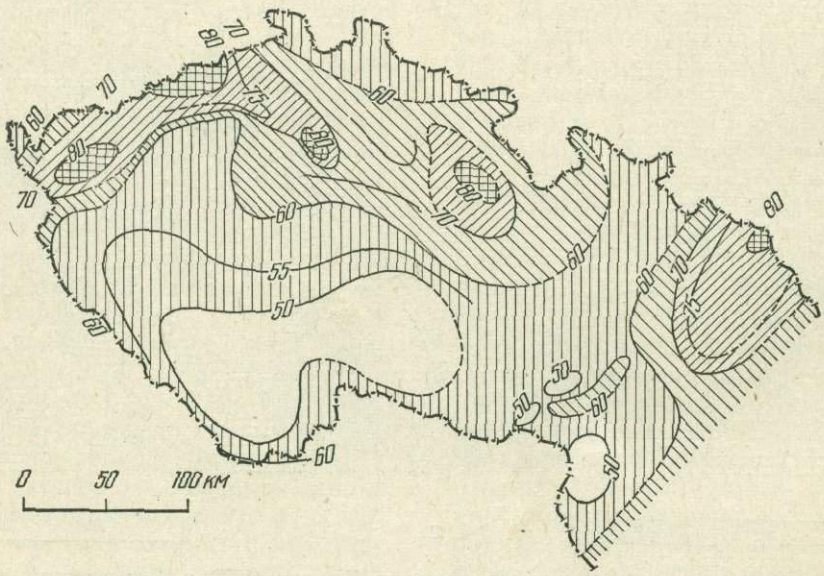


Рис. 31. Карта теплового потока в Чешском массиве по Чермаку (1976).

силы тяжести. Отрицательные аномалии, как уже было сказано, определяют восточную и южную опущенные части Чешского массива, перекрытые покровами Альп и Карпат. Кроме продольных линеаментов, в области Чешского массива и его контакта с Карпатами и Альпами выделяются два четких поперечных (трансформных) линеамента. На севере это Лабский разлом, пересекающий Чешский массив по линии Градец — Кралове — Готвальдов и продолжающийся в Карпаты, где представлен Скицовской линией. Юго-западный линеамент проходит вблизи государственной границы ЧССР с ФРГ по зоне высокого градиента силы тяжести и протягивается до южной окраины Балатона. Этот поперечный линеамент ограничивают положительные аномалии силы тяжести Тепельско-Баррандиенского блока, юго-восточной окраины Чешского массива и аномалии силы тяжести Венгерских Средних гор. Это не простые разломы, а системы сбросов. Региональные аномалии силы тяжести между указанными трансформными линеаментами имеют юго-запад — северо-восточное простирание. Напрашивается аналогия с поперечными разломами, которые, по Глушко [130], ограничивают Паннонско-Волынский грабен, находящийся между Центральными Карпатами и горами Апусени.

Между региональными аномалиями силы тяжести Чешского массива и рельефом раздела нет четкой связи. Аномалии силы тяжести обусловливаются, очевидно, влиянием внутреннего строения коры, особенно ее верхней части, прежде всего различиями в степени метаморфизма и магматических проявлениях. Слабая корреляция между аномалиями силы тяжести и глубинами до раздела М отмечалась В. Выскочилом [152].

Сопоставление гипсометрии раздела в пределах Чешского массива с тепловым потоком показывает, что в грубых чертах зонам повышенной мощности коры соответствует меньший тепловой поток (Молданубикум) и наоборот (Лабский блок, восточная окраина Чешского массива) — рис. 31.

Из карты современных вертикальных движений видно, что максимальные движения приурочены к окраинам Чешского массива и, следовательно, к его контакту с Карпатами. Интересным является тот факт, что Чешский массив и Карпаты отдаляются друг от друга на 1 см в год [151].

Блоковое строение Чешского массива подчеркивается существованием зон повышенной подвижности, которые выделены А. Затопеком [153] на основании изучения распространения энергии альпийских землетрясений через Чешский массив.

Таким образом, по данным глубинного сейсмического зондирования и других геофизических методов, проведено расчленение Чешского массива и определены его границы со смежными орогенными структурами. Полученных данных пока недостаточно для детального решения геотектонических проблем. Имеющиеся результаты не противоречат заключениям новой глобальной тектоники, но и не дают доказательств этой гипотезы.

МИЗИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Мизийская эпибайкальская платформа представляет собой крупный блок земной коры со специфическими чертами глубинного геологического строения, обусловленными своеобразием геотектонического положения и историей развития. На севере, западе и юге ее обрамляют складчатые зоны Предкарпатского и Предбалканского прогибов, а на северо-востоке — герциниды Северной Добруджи. На востоке платформа уходит под воды Черного моря, сочленяясь с Черноморской впадиной. Границы с обрамляющими структурами имеют разломный характер.

Северная граница Мизийской платформы представляет собой систему тектонических нарушений сбросо-всбросового характера [95, 145], по которой происходит опускание фундамента вместе с его палеозойско-мезозойским чехлом под Предкарпатский прогиб и Южные Карпаты (рис. 32).

Южная граница (с Предбалканьем) также является сложной дизъюнктивной структурой, совпадающей на западе с Владимирово-Марковской зоной сбросов и надвигов, а на востоке — с Брестнишко-Преславской системой флексур, взбросов, надвигов [18].

Вопрос о западной границе Мизийской платформы в пределах Карпато-Балканской дуги изучен мало. В соответствии с геофизическими данными ее следует проводить по Кульскому субмеридиональному разлому, ограничивающему с востока окончание Южных Карпат.

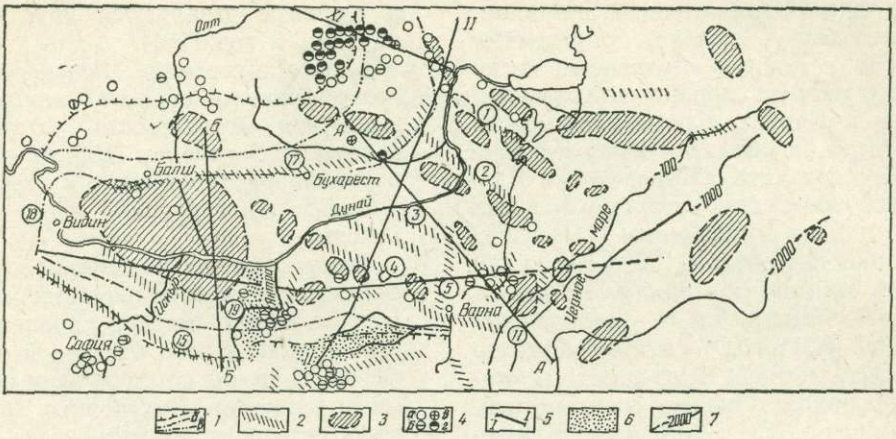


Рис. 32. Схема элементов геофизических полей Мизийской платформы и сопредельных территорий:
1 — границы между тектоническими зонами (*а* — Карпат и Балкан соответственно с Предкарпатским и Предбалканским прогибами; *б* — Мизийской платформы с краевыми прогибами; *в* — между внутренней и внешней зонами Предкарпатского прогиба); *2* — гравитационные ступени; *3* — контуры положительных магнитных аномалий (*5, 10, 12, 19*); *4* — эпицентры землетрясений с магнитудой свыше 3, возникающих на глубинах (*а* — 0—10 км, *б* — 11—30 км, *в* — 30—60 км, *г* — более 60 км (по данным Григоровой, 1973)); *5* — линии геолого-геофизических разрезов и региональных сейсмических профилей (см. рис. 34, 35, 37—39); *6* — зоны с завышенными температурами на глубинах 500 м от поверхности (по данным Бояджиевой и др., 1973); *7* — изобаты дна Черного моря

Граница с Добруджей проводится всеми исследователями по разлому Печеняга — Камена. По данным магниторазведки, восточное продолжение этой границы следует искать в Горном Крыму.

Восточную границу Мизийской платформы условно проводят по Одесскому глубинному разлому в пределах акватории Черного моря.

Породы фундамента Мизийской платформы в пределах Центральной Добруджи вскрыты рядом глубоких скважин и подразделяются на два комплекса: нижний и верхний, отличающиеся по составу и степени метаморфизма.

Нижний, более древний комплекс, сложенный кристаллическими сланцами, гнейсами и кварцитами, относится к верхнему рифею.

Верхний структурный комплекс фундамента (серия «зеленых сланцев») представляет собой эпиметаморфизованную толщу флишевых пород мощностью до 5 км и более вендско-кембрийского возраста. Эти породы вскрыты скважинами на северо-западном продолжении Центральной Добруджи, а также присутствуют в составе конгломератов молодых пород в Восточных Карпатах.

Объемная плотность пород байкальского фундамента 2,75—2,85 г/см. Граничные скорости его кровли варьируют в пределах от 6,2 до 6,4—6,6 км/с. Изучение истинных скоростей на основе анализа годографов продольных волн позволило выделить волновод в верхней части разреза консолидированной коры (на глубине 5—10 км) с вариациями пластовых скоростей 5—7 км/с.

По магнитным свойствам породы фундамента хорошо дифференцированы. Составляющие его гнейсы и гранитогнейсы относятся к слабомагнитным породам, а железистые кварциты и туфогенные, амфиболитовые и хлоритовые сланцы — к типичным средне- и сильномагнитным образованиям.

Осадочный чехол Мизийской платформы сложен отложениями палеозоя и мезо-кайнозоя мощностью от 0—2 км на северо-востоке до 8—10 км в погруженных участках центральной и юго-западной частях. Мощность осадочных пород резко увеличивается по окраинам платформы в сторону Предкарпатского (до 18—20 км), Предбалканского (до 8—10 км) прогибов и Черноморской впадины (до 14—16 км).

В разрезе осадочного чехла выделяют каледоно-герцинский, киммерийский и альпийский структурные комплексы (рис. 33), отличающиеся набором, составом, мощностями и физическими свойствами слагающих их структурных этажей и формаций [30].

Осадконакопление в Мизийской платформе проходило с частыми перерывами. Главные из них произошли на границе между нижним и верхним карбо-

ном, между триасом и юрой, верхним мелом и палеогеном (рис. 33, 34).

Осадочные формации, слагающие чехол Мизийской платформы, хорошо дифференцированы по физическим свойствам. Их пластовые скорости изменяются от 2,0—4,5 км/с для терригенных и терригенно-карбонатных формаций до 5,2—6,0 км/с для типично карбонатных формаций. Плотность осадочных пород, хотя и различна для терригенных и карбонатных пород, увеличивается сверху вниз от 2,0—2,4 до 2,70—2,75 г/см^3. Все осадочные породы практически немагнитны.

На гравитационной карте Мизийская платформа отображается обширным гравитационным максимумом (рис. 35). Последний ограничивается с севера минимумом силы тяжести с осью, протягивающейся от зоны Дунайского автохтона — Гетского аллохтона Южных Карпат, на Фокшанскую депрессию (рис. 35). Этот минимум связан с наличием здесь мощных рыхлых осадков третичного возраста. На юге значения силы тяжести уменьшаются, но с меньшим градиентом (рис. 35). Предбалканский прогиб вместе с хребтом Западных Балкан характеризуется гравитационной аномалией с субширотным простиранием.

Мизийский гравитационный максимум усложнен относительными локальными максимумами и минимумами, что связано со строением фундамента и осадочного чехла платформы.

Магнитное поле Мизийской платформы слабоградиентное и спокойное — типичное для платформенных областей. Ввиду немагнитности пород осадочного чехла оно отображает гипсометрию и внутреннюю структуру консолидированной коры. На северо-востоке устанавливается четкая северо-западная зональность магнитных аномалий. Сопоставление полос положительных магнитных аномалий с гравитационным полем и с основными тектоническими элементами свидетельствует о тесной взаимосвязи между ними. Здесь геофизические поля отображают строение блоков байкальского фундамента северо-западного простирания.

Полосы положительных магнитных аномалий северо-западного простирания восточной части Мизийской платформы резко обрываются вдоль берега Черного моря [148], а восточнее г. Варны, на акватории моря, сменяются аномалиями север-северо-восточного простирания (рис. 32). Это связано с иным строением фундамента акваториального блока платформы [35].

В западной части платформы располагается обширный Западно-Мизийский магнитный максимум [37], в пределах которого выявлен ряд максимумов более высокого порядка.

Тепловое поле в пределах Мизийской платформы изучено слабо. Однако имеющиеся данные о распределении температурного градиента и температур на глубине 500 и 1000 м от поверхности Земли [36] свидетельствуют о наличии повышенного теплового режима на ряде участков, например вдоль молодых базальтовых проявлений по меридиональной линии Павликени — Свиштов, вблизи границы Мизийской платформы с Балканидами и др. (рис. 32).

На схематической карте изостатических аномалий (рис. 36) Карпато-Балканского региона [39] Мизийская платформа является изостатически уравновешенным регионом с наличием слабых положительных и отрицательных аномалий. Нарушение изостатического равновесия наблюдается на севере в пределах Южных Карпат и Предкарпатского прогиба и на юге в областях Родопского массива и Среднегорья. Этот район характеризуется незначительными (близкими к нулю) значениями годовых вертикальных движений по сравнению с горными обрамлениями (рис. 36, 37).

Мизийская платформа — слабоактивный район в сейсмическом отношении. Сравнительно неспокойны ее южная и и юго-восточная периферии (очаговая зона Горна Оряховица, находящаяся на границе с Предбалканьем, Шабленская сейсмическая зона, расположенная в Приморской части платформы и район г. Разграда) и особенно север-северо-восточная часть платформы, примыкающая к району Вранча (рис. 32). Активные очаговые зоны располагаются также к югу от Балканского хребта, в пределах Болгарского Среднегорья. Наибольшее число эпицентров землетрясений (с магнитудой 3 и более) установлено в центральной части Мизийской платформы. Следует отметить, что все очаги землетрясений располагаются на небольшой глубине и относятся к верхней части консолидированной коры. Возможно, они приурочены к указанному выше

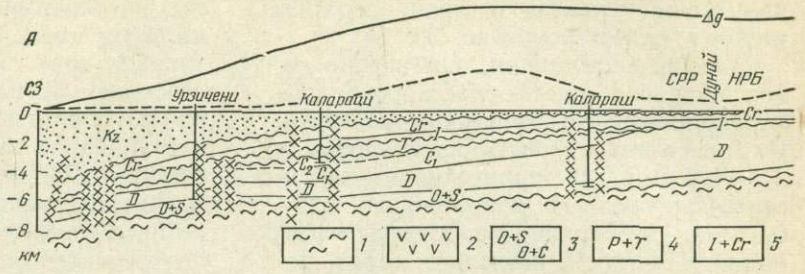


Рис. 33. Геолого-геофизический разрез по линии А—А (Урзичени — Черное море). Составил
1 — метаморфизованные породы байкальского фундамента; *2* — магматические породы; *3—6* — осадочные *6* — неозойского возраста; *7* — водный слой; *8* — геологические границы (*а* — между структурными

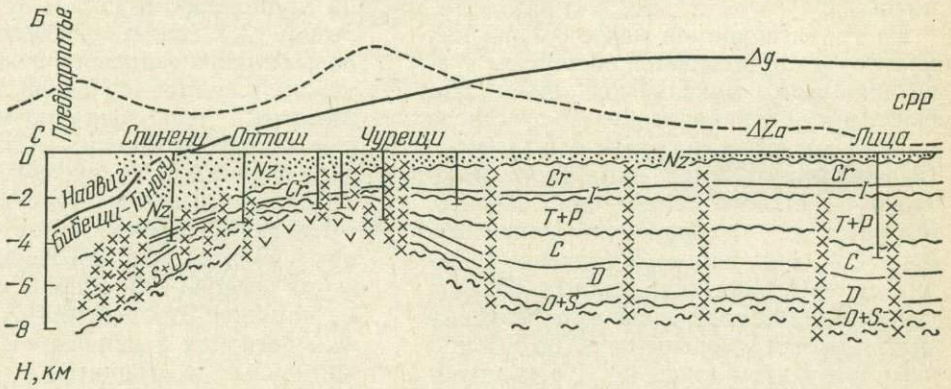


Рис. 34. Геолого-геофизический разрез по линии Б—Б (Спинени — Каленик). Составил Хр. Дачев

волноводу сейсмических скоростей. Более глубокие очаги наблюдаются вблизи Бухареста и к северо-востоку от него.

Анализ геофизических и геологических данных позволяет охарактеризовать основные черты глубинного геологического строения Мизийской платформы.

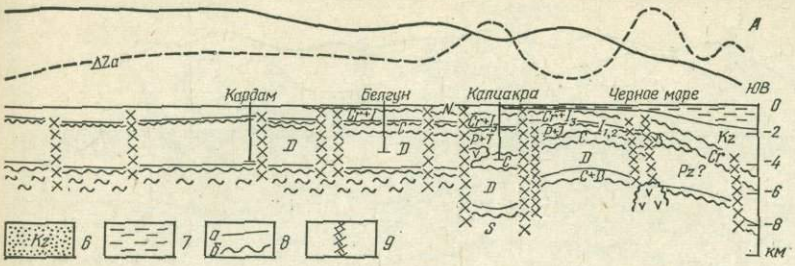
На рис. 38 показана схематическая карта Мизийской платформы по кровле консолидированной коры. Первая попытка составления такой схемы сделана Хр. Дачевым в 1968 г. для болгарской части платформы. Затем коллективом ученых была построена аналогичная схема для всей территории Мизийской платформы [39].

Иллюстрируемая в настоящей работе схема строения фундамента Мизийской платформы более полная. Она составлена с учетом новейших данных региональных, геологических и геофизических исследований [30, 113, 115].

Современный структурный план поверхности консолидированной коры определяется соотношением трех крупных блоков Мизийской платформы: За-

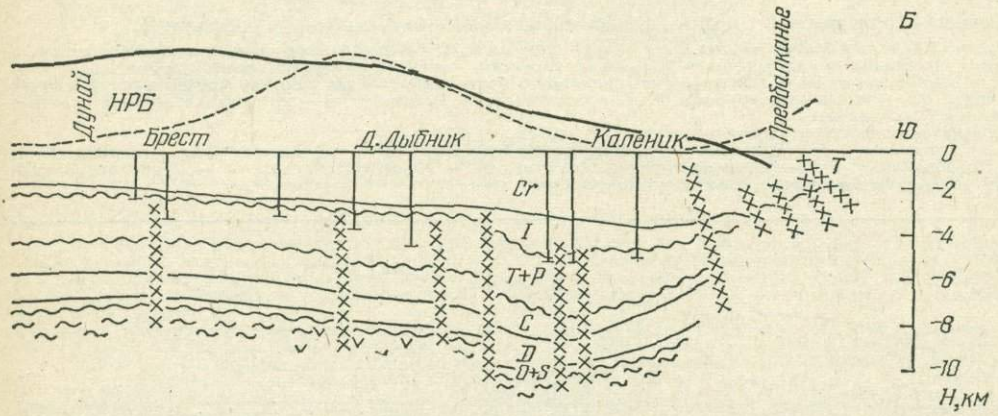


Рис. 35. Схематическая карта изостатических аномалий Карпато-Балканского региона.



Хр. Дачев (по данным работ [3, 18, 22]) при участии Е. Зидаровой:

породы: *3* — палеозойского возраста; *4* — пермского и триасового возрастов; *5* — юрско-мелового возраста: комплексами и этажами; *6* — главные поверхности размыва); *9* — разломы.



(по данным работ [3, 18, 22]) при участии Е. Зидаровой. Условные обозначения те же, что на рис. 34.

падного, Центрального и Восточного (акваториального). Они характеризуются спецификой внутренней структуры, расчлененностью рельефа кровли фундамента и доминирующим простиранием тектонических разломов и составляющих структурных элементов.

По поверхности фундамента Западный блок Мизийской платформы является очень наклоненной глыбой на юг-юго-восток. Абсолютные отметки его кровли изменяются от 3 км на севере в пределах Видинско-Стрехайского и Балш-Опташского поднятий (VI) до 8—10 км на юге в Ломской впадине (XI) и на участках, прилегающих к современному Центральному Предбалканью. Внутренняя структура консолидированной коры находит отражение в упомянутой выше Западно-Мизийской зоне магнитных максимумов. Их региональная составляющая связана, по-видимому, с приподнятыми более древними слоями земной коры. Глубины верхних кромок магнитовозмущающих масс, рассчитанных по локальным магнитным максимумам, совпадают с кровлей консолидированной коры, определенной по сейсмическим и геологическим данным. Их нижние кромки варьируют от 10—12 до 30—35 км [37]. Доминирующее простирание тектонических разломов северо-восточное (Искырский — 15 и Цибришский — 16) и северо-западное (Ол-Пордимский — 14). Границами Центрального блока Мизийской платформы являются разломная линия Павликени — Свиштов — Гаешти — 13 на западе, разлом Печеняга — Камена — 1 на северо-востоке и Тюленевский — 6 глубинный разлом на востоке. Для строения этого блока характерны значительные изменения глубины залегания кровли консолидированной коры, достигающей почти 20 км. В пределах Центральной Добруджи [18] она выходит на дневную поверхность, погружаясь на глубину 18 км под депрессией Фокшаны (VII) на севере и 10—12 км — под Нижне-Камчийской впадиной (XII) на юге. Фундамент разбит на блоки разломами северо-западного простирания: Печеняга — Камена — 1, Овидиу — Капидава — 2, Фиербинцы — Ваклино — 3 и Ветрино —

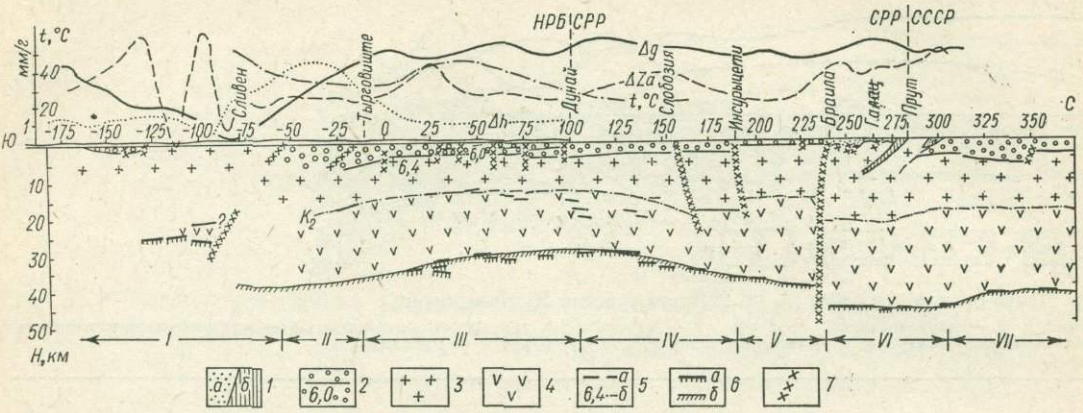


Рис. 36. Геолого-геофизический разрез земной коры вдоль международного профиля II:

1 — *2* — осадки (*1* — толщи Мэчин и Тулча (*а*) и толща Никулица (*б*) Северной Добруджи; *2* — прочие осадки с сейсмическими границами в них (цифры — граничные скорости, км/с)); *3* — верхняя часть земной коры; *4* — нижняя часть земной коры; *5а* — сейсмические границы в консолидированной коре со значениями граничной скорости, км/с; *5б* — положение границы К; *6* — сейсмические границы: (*а* — в пределах верхней мантии; *б* — граница М); *7* — разломы.

Условные обозначения графиков те же, что на рис. 37.

Структурные элементы: *I* — Восточные Родопы, Восточное Среднегорье и Восточная Стара-Планина; *II* — Восточное Предбалканье; *III* — Североболгарское поднятие; *IV* — Южная Добруджа; *V* — Центральная Добруджа; *VI* — Северная Добруджа, Преддобруджинский прогиб.

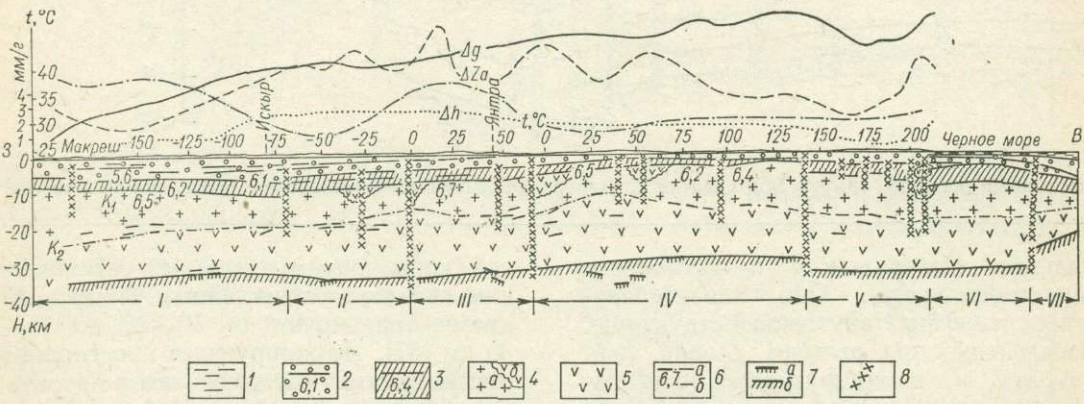


Рис. 37. Геолого-геофизический разрез земной коры вдоль национального профиля I—I[а]:

1 — водный слой; *2—3* — осадки: *2* — мезо-кайнозойского (и пермского) возраста, с сейсмическими границами в них (цифры — граничная скорость, км/с); *3* — палеозойского возраста с сейсмическими границами; *4а* — верхняя часть земной коры; *4б* — верхняя часть земной коры с включениями основных пород; *5* — нижняя часть земной коры; *6а* — сейсмические границы в консолидированной коре со значениями граничной скорости, км/с; *6б* — положение границы K_1; *7* — сейсмические границы: *а* — в пределах верхней мантии, *б* — граница М; *8* — разломы.

Δg — изменение силы тяжести в аномалиях Буге; ΔZa — вертикальная составляющая магнитного поля; *t*, °С — температура на глубине 500 м от поверхности Земли; Δh — современные вертикальные движения.

Структурные элементы Мизийской платформы: *I* — Ломская впадина; *II* —*III* — Плевенский и Масларевский блоки; *IV* — Североболгарское поднятие; *V* — Варненская впадина; *VI* — Тюленевское поднятие; *VII* — западный борт глубоководной впадины Черного моря.

Разград — Джурджю — 2. По ним поверхность фундамента ступенеобразно погружается на юг-юго-запад, причем каждый из блоков погружается со своей стороны как на северо-запад, в сторону Предкарпатского прогиба, так и на юго-восток, в сторону Черного моря.

Кроме разломов северо-западного Добруджинского простирания, для Центрального блока Мизийской платформы характерны меридиональные разломы. Самый западный из них, разграничивающий Западный и Центральный блоки платформы, это разлом Павликени — Свиштов — Гаешти — 13. К востоку от него, восточнее долины р. Янтра и, по-видимому, сопряженный с ними, находится Янтренский субмеридиональный разлом — 12, ограничивающий с запада Поповское поднятие — V. Участок между этими двумя разломами является зоной с повышенным тепловым

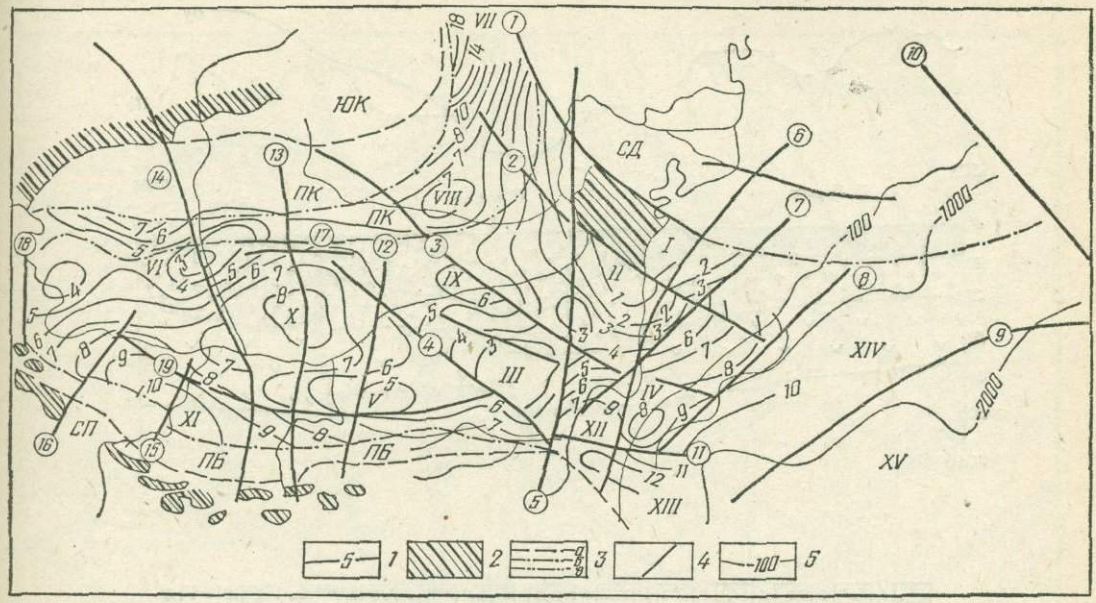


Рис. 38. Схема строения фундамента Мизийской платформы:

1 — глубины кровли консолидированной коры (фундамент), км; *2* — выход на поверхность метаморфизованных древних пород, входящих в состав фундамента; *3* — границы между тектоническими зонами (*а* — Карпат и Балкан соответственно с Предкарпатским и Предбалканским прогибами; *б* — Мизийской платформы с краевыми прогибами и *в* — между внутренними зонами Предкарпатского прогиба); *4* — разломы; *5* — изобаты дна Черного моря.

Основные структурные элементы Мизийской платформы: *I—VI* — поднятия (*I* — Центральная Добруджа; *II* — Южная Добруджа; *III* — Североболгарское; *IV* — Тюленевское (Восточно-Варненская зона поднятий); *V* — Поповское; *VI* — Балш-Опташ-Стрехая-Видин); *VII—XII* — впадины (*VII* — Фокшани; *VIII* — Урзичени; *IX* — Тутраканская; *X* — Александрийская; *XI* — Ломская; *XII* — Варненская; *XIII* — Нижне-Камчийская); *XIV* — блок континентального склона; *XV* — блок глубоководной котловины Черного моря.

Геологические структуры, обрамляющие Мизийскую платформу: СД — Северная Добруджа; ЮК — Южные Карпаты; ПК-1— внутренняя зона Предкарпатского прогиба; ПК-2 — внешняя зона Предкарпатского прогиба; ПБ — Предбалканский прогиб; СП — Стара-Планина.

Разломы (цифры в кружках): 1 — Печеняга — Камена; *2* — Овидиу — Капидава; *3* — Фиербинцы — Ваклино; *4* — Ветрино — Разград — Джурджю; *5* — Венелин — Толбухинский — Нижнедунайский; *6* — Тюленевский; *7* — Шаблинский; *8* — Западно-Черноморский; *9* — Центрально-Черноморский; *10* — Одесский; *11* — Северо-Камчийский; *12* — Янтренский; *13* — Павликени — Свиштов — Гаешти; *14* — Олт-Пордимский; *15* — Искырский; *16* — Цибришский; *17* — Перикарпатский; *18* — Кульский; *19* — Южномизийский.

режимом и увеличенной плотностью эпицентров землетрясений. Еще восточнее располагается Венелин — Торбухинский — Нижнедунайский меридиональный разлом — 5, находящий отражение в одноименной гравитационной ступени. Этот разлом, разграничивающий Северо-Болгарское поднятие (III) от Варненской впадины (XIII), проходит на севере по долинам рек Дунай и Прут.

Восточный блок Мизийской платформы полностью находится под водами Черного моря (за исключением небольшой части суши юго-восточной Добруджи). Он отделяется от Центрального блока группой разломов субмеридионального (северо-восточного) простирания, важнейшими из которых являются Тюленевский — 6 и Шаблинский — 7. Первый из них — разлом древнего заложения, проявляющийся в течение всего мезо-кайнозоя вплоть до настоящего времени, второй — глубоко погребен под юрско-меловыми отложениями. На суше эти разломы хорошо изучены сейсморазведкой и бурением, а на акватории Черного моря — морскими геофизическими исследованиями [30, 148].

Основной особенностью строения Восточного (акваториального блока Мизийской платформы) является субмеридиональное (север-северо-восточное) простирание составляющих его структурных элементов. Это устанавливается по совокупности магнитометрических, сейсмических и гравиметрических данных.

Восточнее Тюленевского глубинного разлома — 6 располагается одноименное поднятие IV, являющееся элементом Восточно-Варненской зоны поднятий. Последняя ограничивается с востока континентальным склоном. Она характеризуется положительным фоном магнитного поля и наличием локальных магнитных и гравитационных максимумов. Здесь фундамент имеет приподнятое

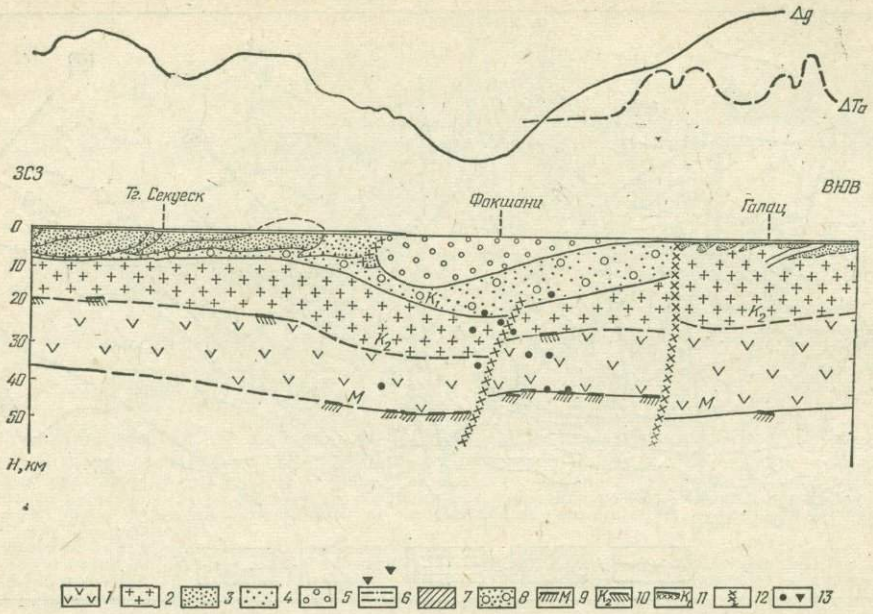


Рис. 39. Сейсмогеологический разрез земной коры через Добруджу — Восточные Карпаты (юго-восточная часть международного профиля XI [23]):

1 — нижняя часть земной коры; *2* — верхняя часть земной коры; *3* — флишевый покров; *4* — отложения внутренней зоны Предкарпатского прогиба; *5* — отложения внешней зоны Предкарпатского прогиба (депрессия Фокшаны); *6* — палеозойские и мезозойские формации серии Мэчин и Тулча; *7* — серия Никулица; *8* — посттектонические формации и платформенный чехол; *9* — граница М; *10* — предполагаемая граница нижней части земной коры; *11* — кровля фундамента; *12* — разломы; *13* — гипоцентры землетрясений в земной коре и верхней мантии.

положение (с глубиной залегания 7—8 км) по сравнению с участками, находящимися к северу, югу и востоку от нее (рис. 5).

Блок континентального склона (XIV) также характеризуется северо-восточным простиранием элементов магнитного поля. В пределах этого блока, повидимому, уменьшена мощность мезозойских отложений, в результате чего возрастает мощность молодых третичных отложений.

К настоящему времени не выяснен вопрос о принадлежности к Мизийской платформе блока глубоководной впадины (XV). Это зона «безаномального» магнитного поля и положительных значений силы тяжести большой интенсивности. Как известно, в указанной зоне отсутствует «гранитный» слой и резко воздымается граница М. Резкое уменьшение мощностей мезозойских отложений на континентальном склоне, по данным морских сейсмических исследований, свидетельствует о приподнятом положении этого блока в течение большей части мезозоя и его роли как срединного массива.

На основе данных ГСЗ, полученных по международным профилям II и XI, по профилю I—I а (рис. 37—39) и сейсмозондированиям, отработанным в последние годы на территории Болгарии и Румынии, составлена карта поверхности Мохо Мизийской платформы и сопредельных территорий (рис. 40). Для складчатых обрамлений она составлена по гравиметрическим данным с учетом данных сейсмозондирований.

В соответствии с имеющимися данными можно отметить ряд закономерностей глубинного строения (рис. 40).

Мизийская платформа является регионом с приподнятым положением границы М по сравнению со складчатыми обрамлениями Карпато-Балкан и Северной Добруджи. Мощность земной коры увеличивается от 30—32,5 км в центральной части до 38—50 км по ее периферии. Наибольшая мощность земной коры установлена под Северной Добруджей (45—48 км), в депрессии Фокшаны (48—50 км) и в районе Родопского массива (48—50 км). Под Южными Карпатами и Западным Балканом — Центральным Среднегорьем толщина коры 40—42,5 км.

Как известно [95], мощность земной коры в районе Паннонской впадины и на акватории Черного моря всего 20—

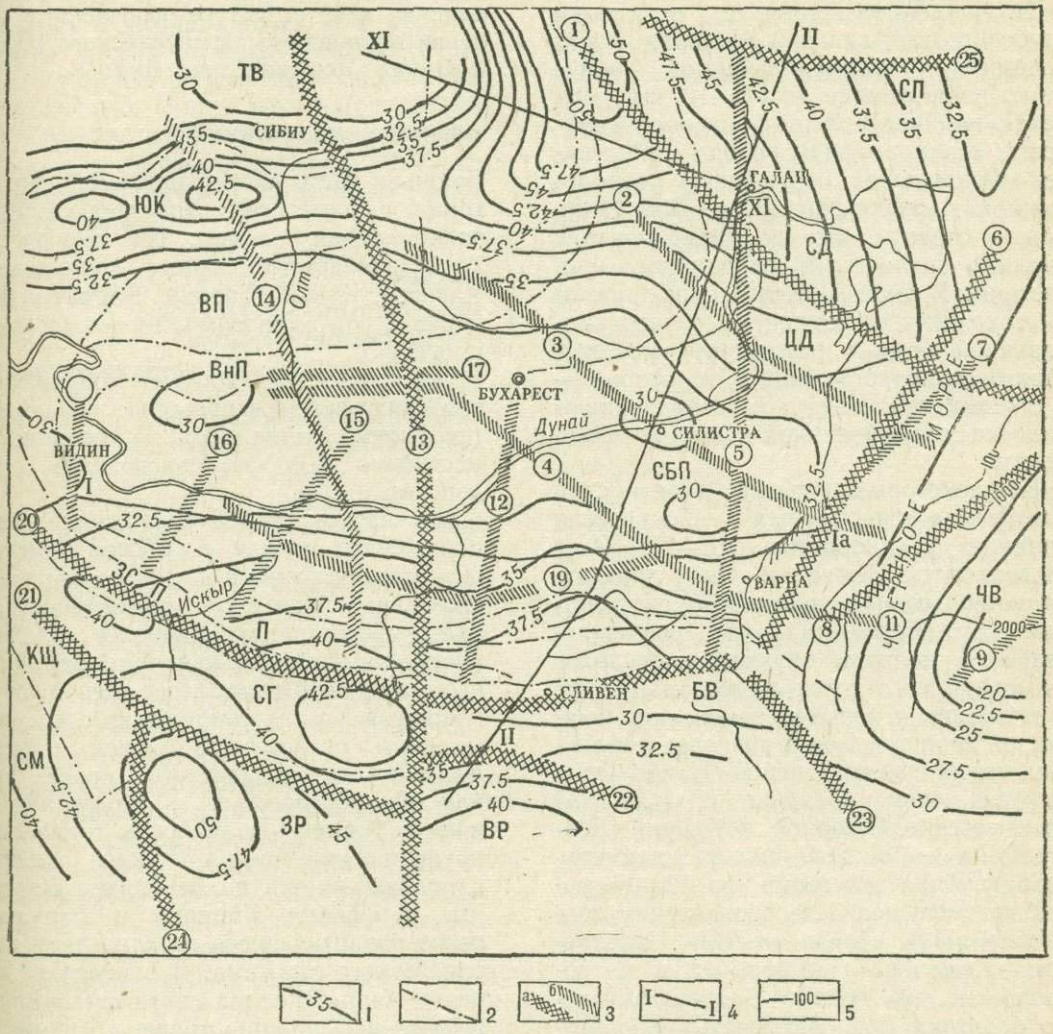


Рис. 40. Схема глубинного строения Мизийской платформы и сопредельных территорий:

1 — глубины границы М; *2* — границы между тектоническими зонами; *3* — разломы: *а* — достигающие верхнюю мантию; *б* — в верхней и нижней частях земной коры; *4* — расположение региональных профилей ГСЗ; *5* — изобаты дна Черного моря.

Глубинные разломы (цифры в кружках): *1* — Печеняга — Камена; *2* — Овидиу — Капидава; *3* — Фиербинцы — Ваклино; *4* — Ветрино — Разград — Джурджю; *5* — Венелин — Толбухинский — Нижнедунайский; *6* — Тюленевский; *7* — Шаблинский; *8* —Западно-Черноморский; *9* — Центрально-Черноморский; *10* — Северо-Камчийский; *11* — Янтренский; *12* — Павликени — Свиштов — Гаешти; *13* — Олт —Пордимский; *14* — Искырский; *15* — Цибришский; *16* — Перикарпатский; *18* — Южномизийский; *19* — Балканский; *20* — Марицкий; *21* — Чирпан — Тополовградский; *22* — Восточно-Бургасский; *23* — Струмский; *24* — ограничивающий Восточно-Европейскую платформу.

Тектонические зоны: ТВ — Трансильванская впадина, Южные Карпаты; ВП — внутренняя зона Предкарпатского прогиба; ВнП — внешняя зона Предкарпатского прогиба; СП — Скифская платформа; СД — Северная Добруджа; ПД — Центральная Добруджа; ЧВ — Черноморская впадина; СБП — Североболгарское поднятие; П — Предбалканский прогиб; БВ— Бургасская впадина; ВР — Восточные Родопы; ЗР — Западные Родопы; СГ — Среднегорье; ЗСП — Западная Стара-Планина; КЩ — Крайштиды; СМ — Сербско-Македонский массив.

25 км, поэтому Мизийская платформа, где толщина коры несколько повышена (24—28 км) по сравнению с указанными регионами, является своеобразной перемычкой.

Воздымание или погружение ее поверхности (в сторону Предкарпатского и Предбалканского прогибов) сопровождается в большинстве случаев изменением мощности осадочного слоя. Отклонение от этой закономерности наблюдается в районе Центральной Добруджи. Здесь фундамент выходит на дневную поверхность, а мощность консолидированной коры возрастает почти вдвое и составляет 40—45 км. Такая толщина консолидированной коры наблюдается и в пределах складчатой Добруджи, под горами Апусени и в западной части Родопского массива.

Юго-восточнее Добруджи, в области глубоководной впадины Черного моря, мощность консолидированной коры резко уменьшается (до 8—10 км). Отмечая наличие больших мощностей молодых осадков в этом районе и в соседней Фокшанской депрессии, расположенной к северо-западу от Добруджи, можно сказать, что их формирование вызвано различными глубинными процессами. В первом случае они привели к сокращению мощности консолидированной коры в результате «исчезновения» гранитного слоя, и во втором — к общему прогибанию и «вдавливанию» всей консолидированной коры в верхнюю мантию.

На некоторых участках Мизийской платформы фиксируется сейсмическая граница со скоростью 7,0—7,2 км/с (поверхность Конрада). Она характеризуется резкими перепадами гипсометрического положения, что свидетельствует о наличии сложных переходов от «гранитного» слоя к «базальтовому» и приводит к резкому изменению мощностей данных слоев в пределах различных тектонических блоков. Наибольшая глубина этой границы (20—23 км) отмечается в Северной и Южной Добрудже и в Ломской впадине, наименьшая глубина залегания (на 12—15 км) наблюдается под Североболгарским поднятием (III), вблизи разлома Павликени — Свиштов — Гаешти — 13 и, повидимому, на участке Болш-Опташского поднятия (VI). Мощность «базальтового» слоя в среднем составляет 20 км и сокращается до 8—10 км на западе и под Ломской впадиной (XI) и на востоке акватории Черного моря (до 7 км). Следует ожидать, что мощность «базальтового» слоя резко сокращается и в пределах Среднегорья, южнее Балканского хребта. Мощность «гранитного» слоя варьирует от 18—20 км в Северной Добрудже до 7—12 км под Североболгарским поднятием и в Плевенском районе.

В заключение можно отметить, что Мизийская платформа является блоком земной коры, входящим в структуру Карпато-Балканской области, и характеризуется своеобразным глубинным строением. Важным рубежом развития этого блока является байкальский этап, когда наметились основные черты строения земной коры и сформировались основные ее границы. Дальнейшие изменения в ее структуре произошли в течение герцинского, киммерийского и альпийского тектонических циклов.

АЛЬПИЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Большая часть рассматриваемой территории, как известно, относится к Средиземноморскому поясу, где располагаются складчатые горные сооружения Кавказа, Крыма, Балкан, Карпат и Динарид с окаймляющими их передовыми прогибами.

Перечисленные горные сооружения разделяются межгорными впадинами (например, Паннонская) и срединными массивами (Сербско-Македонский, Родопский и др.).

Кавказское горное сооружение, расположенное между Скифской эпигерцинской платформой на севере и Аравийской эпибайкальской платформой на юге, представляет наиболее сложно построенный регион как приповерхностных, так и глубинных слоев земной коры.

Горный Крым является некоторым аномальным регионом в общей системе Альпийского складчатого пояса, так как он образовался в киммерийское время. Карпато-Балканское горное сооружение имеет очень сложное строение и подразделяется на Западные, Восточные и Южные Карпаты и Балканы, резко различающиеся по характеру тектонического строения. В поперечном сечении Карпаты подразделяются на Внутренние и Внешние, причем первые на некоторых участках погребены под прилегающие к Карпатам впадины. Динариды, как и Карпаты, характеризуются двумя зонами, Внутренней и Внешней.

Все перечисленные регионы пересечены профилями ГСЗ, на основании которых глубинная структура земной коры и верхней мантии в общих чертах уже известна.

Следует заметить, что профили ГСЗ расположены не столь равномерно, как этого хотелось бы, поэтому ряд вопросов о строении земной коры и в настоящее время еще дискуссионный.

На некоторых участках (в частности, Советские Карпаты) проведен значительный объем исследований методом ГСЗ и полученные результаты свидетельствуют об очень сложном строении глубинных слоев горных сооружений.

Для более детального и многостороннего освещения структур земной коры

авторы некоторых глав попытались использовать помимо данных ГСЗ результаты и других геофизических методов, что дает определенный эффект в решении поставленных задач. Кроме того, обращено большое внимание на геологическое строение осадочного чехла и на связь приповерхностных и глубинных слоев земной коры.

КАВКАЗ

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОЙ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Для комплексной геолого-геофизической интерпретации по Кавказу использованы следующие основные данные:

1) геотектонические концепции, обобщающие богатый фактический геологический материал;

2) сведения о гравитационном поле, представленные аномалией силы тяжести в редукции Буге, вычисленной с учетом влияния рельефа в радиусе 200 км при плотности топографических масс 2,67 г/см^3, а также полем, трансформированным на разных уровнях внешнего полупространства;

3) данные об аномальном магнитном поле, изученном над сушей аэромагнитной съемкой на высоте 9 км, а на акватории Черного моря — на уровне воды;

4) разрезы земной коры, составленные вдоль нескольких продольных и поперечных профилей по данным ГСЗ и КМПВ;

5) карта эпицентров землетрясений по материалам 1912—1963 гг. с добавлением новых данных за последующие годы;

6) результаты изучения строения земной коры по сейсмологическим наблюдениям, а также с помощью промышленных взрывов;

7) данные о тепловом потоке.

Цель комплексной интерпретации заключалась в освещении строения земной коры и выявлении его связи с тектоникой.

Обобщение профильных и точечных данных о строении земной коры, полученных при исследованиях методами ГСЗ и КМПВ, а также при изучении близких землетрясений и мощных взрывов, проведено с помощью количественной интерпретации аномалий силы тяжести. При этом аномальные массы в земной коре рассматривались не как двухмерные, а трехмерные, и их гравитационный эффект вычислялся с помощью аппроксимации аномальных тел вертикальными круговыми цилиндрами [109].

Результаты комплексного изучения земной коры Кавказского региона представлены на схемах изоглубин поверхности фундамента. Для качественного определения геологических причин наблюдаемых возмущений поля силы тяжести анализировались пересчитанные в верхнее полупространство аномалии. Это в значительной степени изменило ранее существовавшие представления о причинах аномалий и помогло уточнить геологические результаты интерпретации.

При изучении осадочной толщи максимально использованы данные определения плотностных характеристик пород в буровых скважинах Кавказа. Согласно этим данным, в осадочном комплексе выделено две границы раздела, учитывавшиеся при вычислении гравитационного эффекта (на этих границах отмечаются также скачки скорости распространения упругих волн).

Наибольшую мощность осадочный слой имеет в центральной части Каспийского моря (15—20 км), на востоке Черного моря (8—10 км), в Западном Предкавказье, где отмечаются два максимума: западный (8—12 км) и восточный (6—9 км), восточнее Тбилиси (8—13 км) и Кировабада (8—12 км), севернее Махачкалы (8—12 км), в районе Орджоникидзе (7—10 км). Наименьшие мощности (не считая выходов кристаллических пород на Северном и Центральном Кавказе, в пределах Дзирульского, Храмского, Локского и Мисхайского массивов) отмечены севернее Тихорецкой — Ставрополя — Пятигорска — Буденовска — форта Шевченко (1—5 км), в Алазанской долине (2—5 км), в Южной Грузии и Армении (1—5 км), в восточной части Каспийской акватории (1—5 км), на востоке Большого Кавказа (2—4 км). На остальных участках рассматриваемого региона мощность осадочной толщи изменяется от 2 до 7 км. Поверхность фундамента, таким образом, имеет весьма сложный рельеф с глубокими депрессиями и крупными поднятиями.

Глубина залегания так называемой поверхности Конрада составляет 15—25 км. Наиболее погружена она под

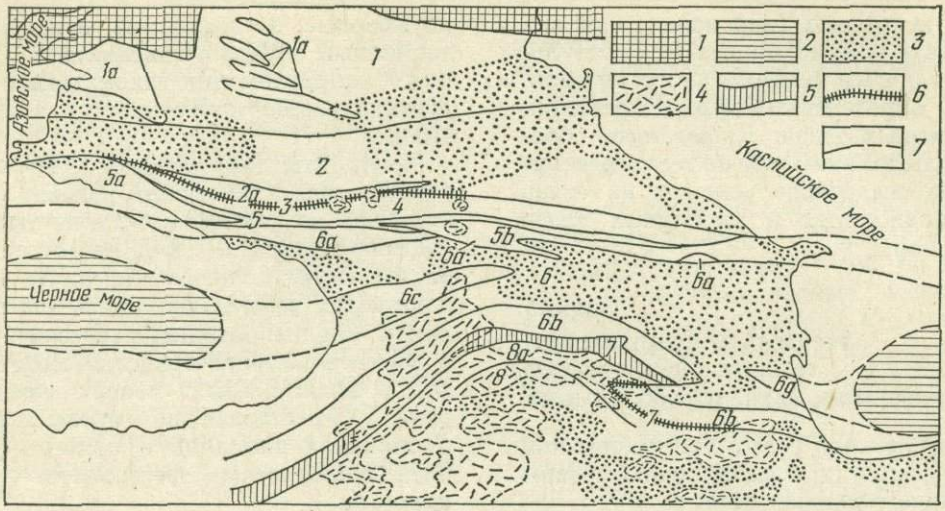


Рис. 41. Схема тектонического районирования Кавказа:
1 — Восточно-Европейская платформа и авлакоген Большого Донбасса; *2* — области субокеанической коры Черного моря и Южного Каспия; *3* — позднеальпийские молассы; *4* — неоген-четвертичные субаэральные вулканиты; *5* — офиолитовая шовная зона; *6* — шовные линии; *7* — границы тектонических зон.

Центральным и Восточным Кавказом и под всем горным сооружением Малого Кавказа (22 км).

Под восточной частью Черного моря (15 км) и Каспийским морем (17—20 км) она приподнята. Следовательно, Кавказская система погружена в «базальтовый» слой.

Раздел М также наиболее опущен под центральной и восточной частями Кавказского хребта и Малым Кавказом (55 км), что свидетельствует о погружении в мантию этих областей. Под межгорными депрессиями и Северным Кавказом раздел М залегает на глубине 40—45 км, наиболее близко к дневной поверхности он находится в Черном и Каспийском морях. Таким образом, Кавказ в целом погружен в мантию. Пересчет аномалий силы тяжести в верхнее полупространство подтверждает это— на больших высотах аномалии Кавказа образуют общий региональный минимум.

Общий анализ геолого-геофизического материала по Кавказу и сопредельным территориям приводит к выводу о тесной связи тектоники региона (рис. 41) с его глубинным строением. Нет сомнения, что в деформациях и перестройках альпийского тектогенеза участвовали слои земной коры, а также подкоровый субстрат. Это находит свое отражение в характере геофизических полей, в их соотношении с современным рельефом, тектоникой и глубинным строением. Так, при анализе гравитационного поля (рис. 42) устанавливаются следующие закономерности [2, 7]: 1) ориентация полос крупных гравитационных аномалий, в общем совпадающих с крупными тектоническими зонами, соответствует структурному плану Кавказа; 2) наиболее значительные отрицательные аномалии приурочены к зонам максимальных мощностей земной коры, т. е. к Большому и Малому Кавказу, где раздел М находится на глубинах 50—60 км; в тектоническом отношении это зоны позднеальпийского сжатия, складчатости, воздымания, метаморфизма и индезитового вулканизма, т. е. области формирования континентальной коры; 3) крупными и средними отрицательными значениями гравитационного поля характеризуются позднеальпийские передовые и межгорные прогибы, где при «нормальной» толщине континентальной коры (35—45 км) уменьшена мощность ее консолидированной части и одновременно увеличена мощность осадочного слоя, особенно слагающих его позднеальпийских меласс, характеризующихся низкой плотностью; 4) участки крупных и средних положительных значений аномалий силы тяжести приурочены к областям поднятия поверхности «базальтового» слоя и его утолщения до 30—40 км (Горный Крым, Черноморское побережье Западного Кавказа), в которых роль осадков с низкой плотнос-

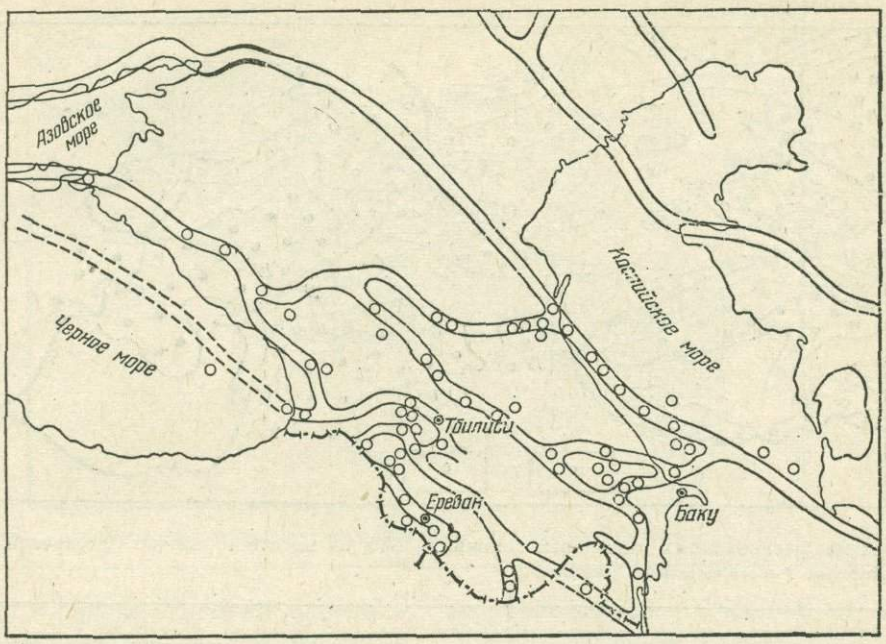


Рис. 42. Схема расположения зон наиболее крупных градиентов аномалий силы тяжести и совпадающих с ними эпицентров землетрясений с $\mu \geqslant 4$, зарегистрированных с 1912 по 1963 г.

тью незначительна; 5) участки слабоположительных значений аномалий силы тяжести приурочены к областям минимальных мощностей земной коры с развитием мощного слоя осадков с низкой плотностью. Это глубоководная часть Черного моря и Южный Каспий, где раздел М расположен на глубине 25—35 км, а мощность осадочного слоя достигает 10—20 км. На суше, в Причерноморье, указанные зоны продолжаются в виде Бургасской и Аджарской аномалий, в Южном Прикаспии — в виде Талышской аномалии. В тектоническом отношении это области среднеальпийских структур, претерпевшие в позднем мелу — раннем палеогене растяжение и деструкцию древней континентальной коры, сопровождавшиеся мощными проявлениями щелочного и субщелочного базальтового вулканизма. Лишь крайние части этих структур испытали сжатие и воздымание в позднеальпийском этапе развития.

Между аномалиями магнитного поля (рис. 43) и тектоническими зонами региона полного пространственного совпадения не наблюдается. Однако намечаются некоторые закономерности: 1) полосы региональных магнитных аномалий в целом ориентированы согласно с основными структурами; 2) крупные аномалии часто приурочены к границам тектонических зон; 3) позднеальпийские наложенные структуры (впадины Черного и Каспийского морей) не отражаются в магнитном поле; 4) в ряде случаев полосы магнитных аномалий наискосок пересекают разные структуры; 5) не наблюдается четкой связи между аномалиями магнитного поля, гравитационным полем и изменениями мощности коры или отдельных ее слоев. Характер магнитной неоднородности земной коры региона определяется в первую очередь, по-видимому, неоднородностями состава и строения различных участков коры, совпадающими с основной тектонической зональностью.

В результате анализа имеющегося геолого-геофизического материала можно сделать следующие выводы.

1. Глубинное строение и особенности геофизических полей тесно связаны с современной тектоникой и рельефом.

2. В альпийском тектогенезе участвовали все слои земной коры, а также подкоровый слой.

3. С участками позднеальпийского сжатия, складчатости, метаморфизма и андезитового магматизма совпадают области максимальной мощности консолидированной коры, а с участками альпийского погружения и растяжения —

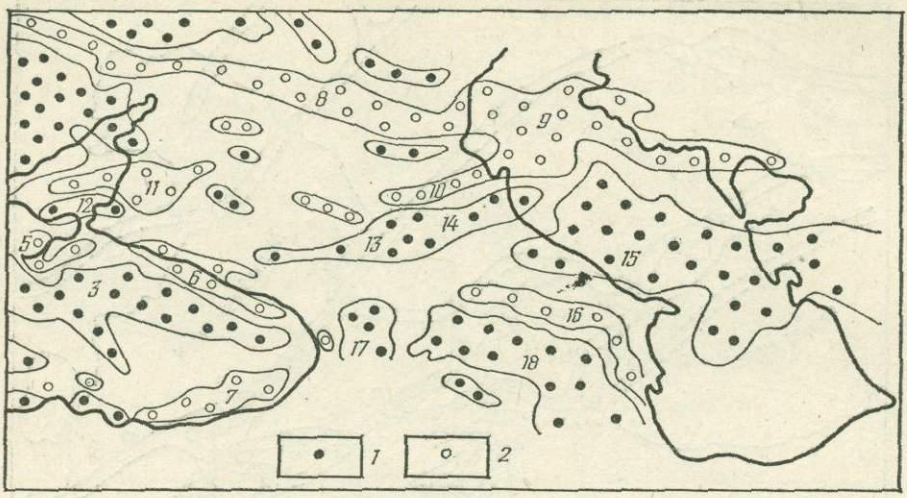


Рис. 43. Схема региональных магнитных аномалий ΔTa на высоте 10 км (по Слесаревой):
1 — положительные; *2* — отрицательные аномалии.

области ее утонения. Процесс погружения и растяжения часто сопровождался деструкцией континентальной коры и базальтовым вулканизмом.

4. В историко-геологическом отношении формирование «гранитного» слоя приурочено в целом к зонам сжатия, складчатости, метаморфизма, воздымания и андезитового магматизма. Образование этого слоя происходило эпизодически в процессе позднебайкальского, герцинского и альпийского тектогенеза, совпадая во времени с основными фазами складчатости.

5. Имеются основания допускать, что наращивание «гранитного» слоя происходило как латерально, так и по разрезу в результате осадочного слоя при существенной роли поступавшего из глубины относительно легкого материала.

ДИСПЕРСИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАВКАЗА

Для изучения строения земной коры некоторых районов Кавказа применялись методы отраженных и преломленных объемных волн [4, 68, 72, 99]. Методом групповых скоростей сейсмических поверхностных волн и методом отраженных и рефрагированных поверхностных волн изучено строение земной коры Кавказа и сопредельных территорий. Широко использованы также гравиметрические и электромагнитные методы для изучения этого региона [11].

Метод фазовых скоростей поверхностных сейсмических волн частично использован при изучении строения земной коры восточной территории Кавказа [3, 8, 83]. В настоящей работе по этому методу исследуется строение земной коры Большого и Малого Кавказа, Рионо-Куринской депрессии и Северного Кавказа.

С целью определения мощности земной коры внутри треугольника, в вершинах которого расположены сейсмические станции, исследовались записи поверхностных волн. Как доказано, при возрастании эпицентрального расстояния спектр колебаний становится более широким. С целью получения более достоверных результатов строения земной коры внутри расположения сейсмических станций, исследована дисперсия фазовых скоростей как волн Лява, так и волн Релея. Для более достоверного определения строения земной коры, кроме фазовых скоростей, использовались данные времен пробега объемных волн, и учитывалась тектоника исследуемого района (рис. 44). Для районов переменным параметром являлась мощность слоев H. Такое допущение основывается на том, что, несмотря на изменение мощности земной коры Кавказа в больших пределах, скорости упругих волн изменяются в незначительных пределах. Так, например, в результате анализа записей упругих волн от мощ-

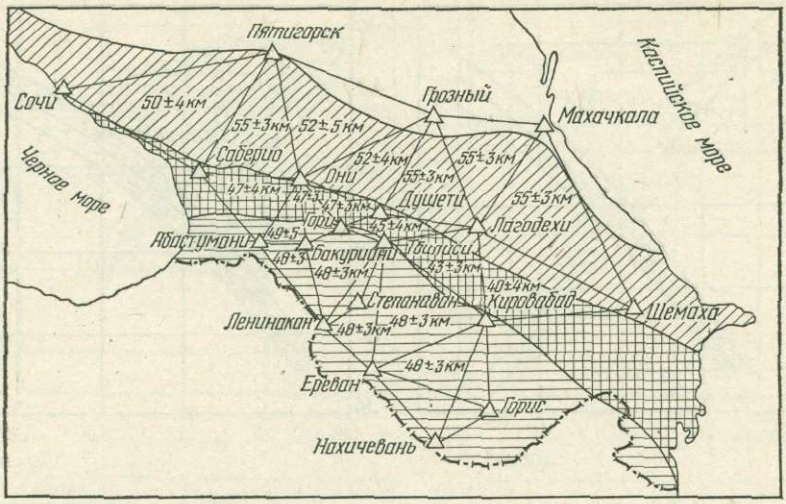


Рис. 44. Схема расположения треугольников сейсмических станций Кавказа.

ного взрыва в районе Ткибули определены значения скоростей распространения продольных и поперечных волн в седиментном комплексе района [99]: $v_{p_1} = 4{,}3$ км/с, $v_{s_1} = 2{,}55$ км/с, в гранитном слое: $v_{p_2} = 5{,}6$ км/с, $v_{s_2} = 3{,}35$ км/с, в «базальтовом» слое приняты следующие значения: $v_{p_3} = 6{,}7$ км/с, $v_{s_3} = 4{,}0$ км/с. На основе анализа сейсмических волн, зарегистрированных от нескольких мощных взрывов в Боржомском ущелье, скорости распространения продольных и поперечных волн осадочного комплекса соответственно равны: $v_{p_1} = 4{,}4$ км/с, $v_{s_2} = 2{,}6$ км/с; гранитного слоя — $v_{p_2} = 5{,}6$ км/с, $v_{s_2} = 3{,}2$ км/с. В «базальтовом» слое скорости распространения соответственно $v_{p_3} = 6{,}7$ км/с, $v_{s_3} = 4{,}0$ км/с.

На основе интерпретации материалов ГСЗ, мощных взрывов и землетрясений для скоростей распространения сейсмических волн (км/с) на Кавказе получены значения [11, 48, 68]:

$v_{p\,\text{сед}} = 2{,}8 \div 4{,}5$, $v_{s\,\text{сед}} = 1{,}7 \div 2{,}6$;
$v_{p_2} = 5{,}7 \div 7{,}0$, $v_{s_2} = 3{,}2 \div 3{,}5$;
$v_{p\text{б}} = 6{,}7 \div 7{,}0$ $v_{s\text{б}} = 3{,}6 \div 4{,}0$;
$v_{p_4} = 8{,}0 \div 8{,}1$, $v_{s_4} = 4{,}5 \div 4{,}6$.

При вычислении теоретических дисперсионных кривых фазовых скоростей параметры упругих констант сред варьировались как для земной коры, так и для подкорового субстрата соответственно для различных участков изучаемой территории Кавказа.

При построении теоретических моделей среды предполагается, что внутри треугольника расположения сейсмических станций ни в слоях земной коры, ни в верхней части оболочки Земли нет горизонтального градиента скорости [48, 68].

Интерпретация наблюдаемых дисперсий фазовых скоростей волн, сформированных в земной коре, производилась с помощью теоретических дисперсионных кривых, построенных на основе найденных скоростей по объемным волнам. Рассмотрены следующие промежутки изменения скоростей распространения объемных упругих волн (км/с) и плотностей (г/см³) в слоях земной коры и подкоровом субстрате:

$b_1 = 3{,}00 \div 3{,}30$; $a_1 = 5{,}19 \div 5{,}70$;
$\rho_1 = 2{,}65$;
$b_2 = 3{,}60 \div 4{,}0$; $a_2 = 6{,}23 \div 6{,}92$;
$\rho_2 = 2{,}85$;
$b_3 = 4{,}50 \div 4{,}70$; $a_3 = 7{,}79 \div 8{,}13$;
$\rho_3 = 3{,}30$.

Исследование дисперсии групповых скоростей показало, что на кавказских сейсмических станциях можно наблюдать несколько групп поверхностных сейсмических волн, сформированных в разных слоях земной коры.

По этим данным о скоростях объемных волн и плотностях построены теоретические дисперсионные кривые для одно-, двух- и трехслойной моделей земной коры. Сравнение наблюденных кривых с теоретическими дает искомую модель строения верхних слоев земной коры.

Для исследования фазовых скоростей поверхностных волн, сформированных

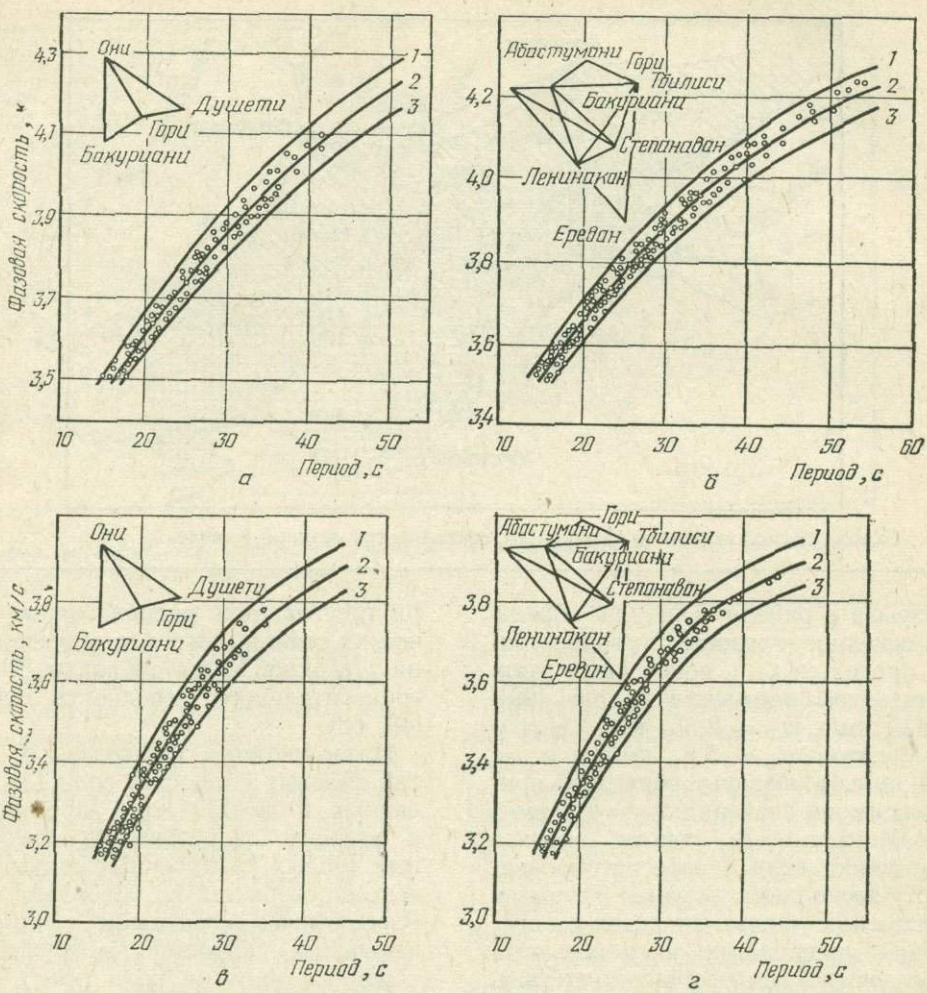


Рис. 45. Экспериментальные фазовые скорости поверхностных волн Малого Кавказа и Центральной части Рионо-Куринской депрессии:

а, б — дисперсия фазовых скоростей волн Лява; *в, г* — волн Релея. 1 — 44 км; 2 — 47; 3 — 50 км. Модель *а, в*: $h/_1H = 0{,}5$; $в_1 = 3{,}22$ км/с; $в_2 = 3{,}90$; $в_3 = 4{,}60$ км/с; модель *б, г*: $h_1/H = 0{,}6$; $в_1 = 3{,}38$ км/с; $в_2 = 3{,}86$; $в_3 = 4{,}60$ км/с.

в коре, использованы записи землетрясений с $M \geqslant 5$ и эпицентральными расстояниями $\Delta \geqslant 3000$ км. При подборе расположения треугольников сейсмических станций учитывались крупные структурные комплексы Кавказского региона с одинаковым строением по характеру осадконакопления, проявления тектонических дислокаций, магматизма и др.

Рассмотрены следующие сейсмические станции, внутри которых изучено строение земной коры (рис. 44): 1. Тбилиси — Бакуриани — Ленинакан — Гори — Абастумани — Степанаван. 2. Гори — Душети — Лагодехи. 3. Тбилиси — Душети — Лагодехи. 4. Они — Гори — Бакуриани. 5. Они — Бакуриани — Абастумани. 6. Они — Саберио — Абастумани. 7. Они — Саберио — Пятигорск. 8. Пятигорск — Они — Грозный. 9. Саберио — Сочи — Пятигорск. 10. Грозный — Махачкала — Лагодехи. 11. Душети — Лагодехи — Махачкала.

Сопоставление наблюденной дисперсии фазовых скоростей с теоретическими приведено на рис. 45—50. На рис. 45 кривые получены для Джавахетского нагорья, где мощность земной коры $H = 47 \pm \pm 3$ км. Почти такая же картина дисперсии фазовых скоростей наблюдается на территории восточной части Малого Кавказа.

На рис. 46 приведено сопоставление данных теоретической и экспериментальной дисперсий фазовых скоростей

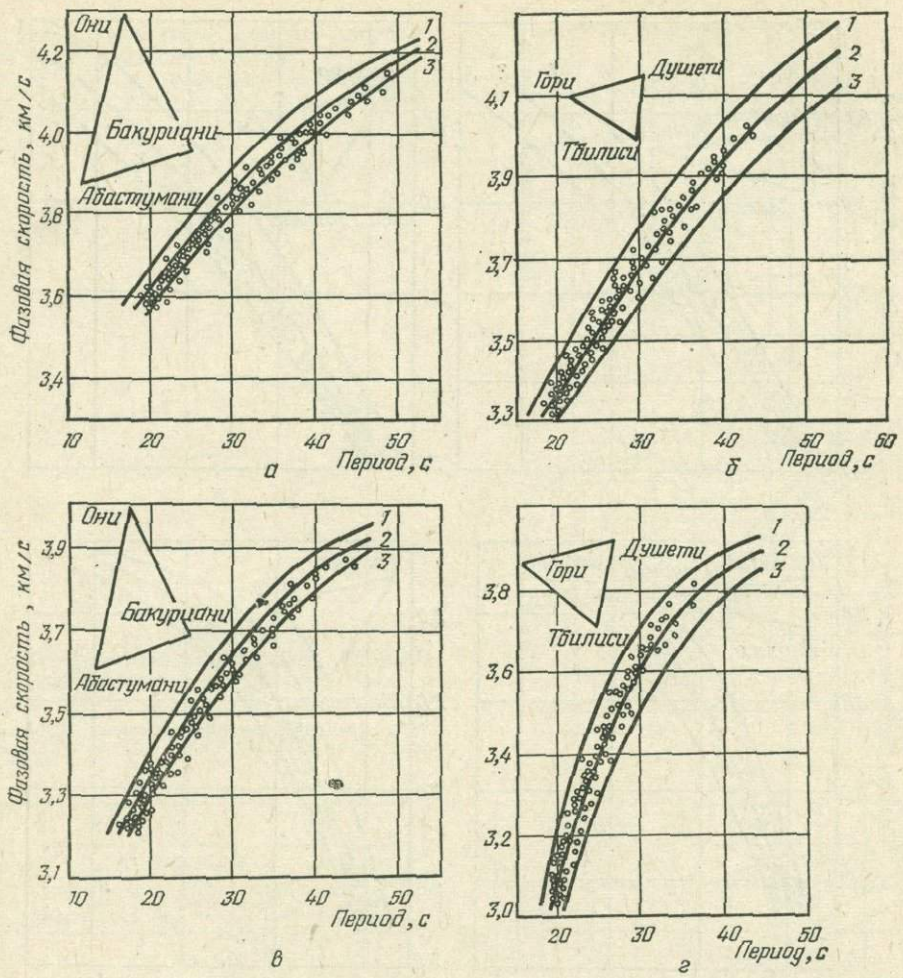


Рис. 46. Экспериментальные фазовые скорости поверхностных волн центральной части Рионо-Куринской депрессии:

а, б — дисперсия фазовых скоростей волн Лява; *в, г* — волн Релея. Модель *а, в*: 1 — 44 км; 2 — 47; 3 — 50 км; $h_1/H = 0{,}6$; $v_1 = 3{,}38$ км/с; $v_2 = 3{,}85$; $v_3 = 4{,}60$ км/с, модель *б, г*: 1 — 40 км; 2 — 45; 3 — 50 км; $h_1/H = 0{,}556$; $v_1 = 3.09$ км/с; $v_2 = 3{,}95$; $v_3 = 4{,}60$ км/с.

для Карталинской равнины внутри треугольника расположения сейсмических станций: «Тбилиси», «Душети», «Гори» ($H = 45 \pm 5$ км).

В районе расположения сейсмических станций «Бакуриани», «Абастумани», «Они» (северная часть Аджаро-Триалетской складчатой системы, Дзирульский кристаллический массив и западная часть Карталинской равнины) сейсмические волны пересекают несколько различных структур. По этой причине наблюденные скорости значительно варьируют (рис. 46).

Для территории, оконтуриваемой сейсмическими станциями «Гори», «Бакуриани», «Они», соответственно внутри территории треугольника «Душети», «Гори», «Они» $H = 47 \pm 5$ км (рис. 45).

Следующий район, для которого изучено строение земной коры, оконтурен сейсмическими станциями «Они», «Саберио», «Абастумани», «Бакуриани». Исследуемая территория включает часть Колхидской низменности, южную часть Большого Кавказа и западную часть Аджаро-Триалетской складчатой системы ($H = 45 \div 50$ км) (рис. 47). Внутри треугольника сейсмических станций «Лагодехи», «Душети», «Махачкала», «Грозный» расположена часть территории восточной части Большого Кавказа. Станции образуют вытянутый треугольник, что в какой-то степени снижает точность измерения

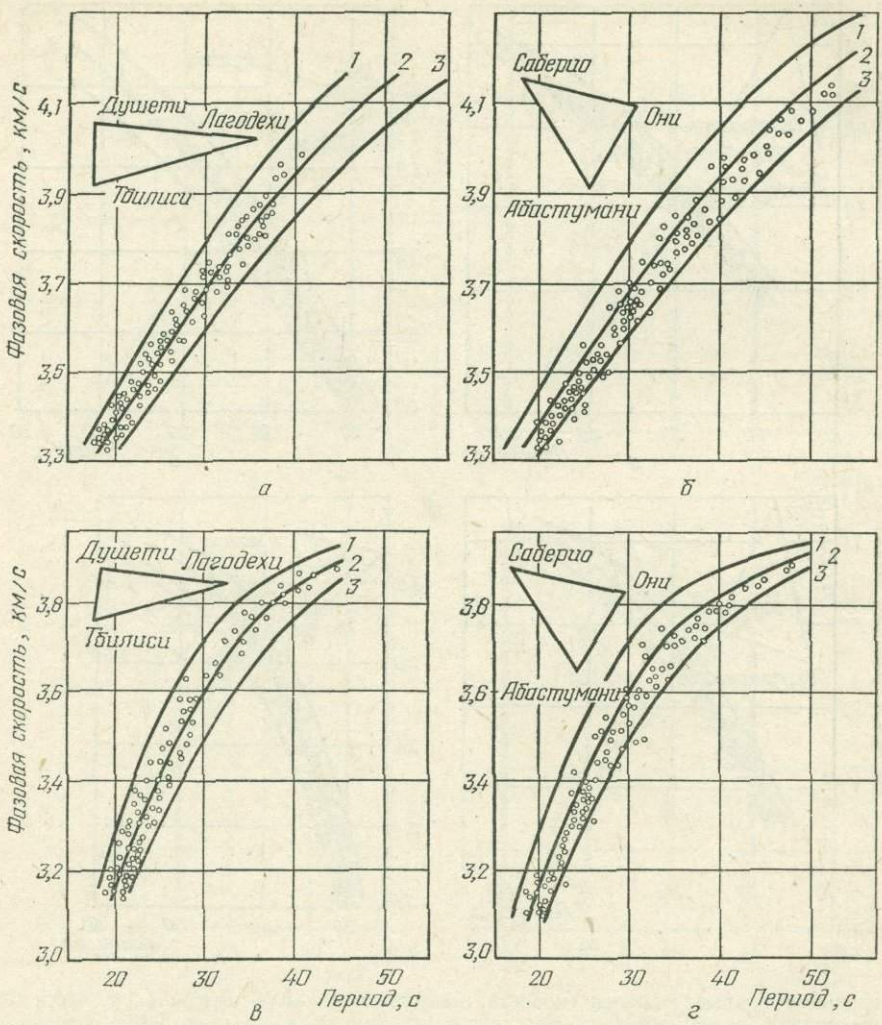


Рис. 47. Экспериментальные фазовые скорости поверхностных волн Колхидской низменности и Кахетии:

а, б — дисперсия фазовых скоростей волн Лява; *в, г* — волн Релея. Модели *а—г*: 1 — 40 км; 2 — 45; 3 — 50 км; $h_1/H = 0{,}556$; $v_1 = 3{,}09$ км/с; $v_2 = 3{,}95$; $v_3 = 4{,}60$ км/с.

фазовых скоростей. Мощность земной коры равна 55 ± 5 км (рис. 48).

Треугольник расположения сейсмических станций «Тбилиси», «Лагодехи» и «Душети» включает южную часть долины Алазани и южных склонов Карталинских и Кахетских хребтов, где $H = 45 \pm 5$ км (рис. 47).

По методу фазовых скоростей удалось изучить строение земной коры Большого Кавказского хребта. Сейсмические станции, материалы которых были использованы для определения фазовых скоростей, расположены на северных и южных склонах Большого Кавказа. Территория, находящаяся внутри треугольника, большая по сравнению с другими изучаемыми районами.

Сравнительно большая мощность земной коры ($H = 55 \pm 5$ км) внутри треугольника «Саберио» — «Они» — «Пятигорск» (рис. 49), включающего в себя территорию западной части Центрального Кавказа. Такого же порядка мощность и внутри треугольников расположения сейсмических станций «Шамеха» — «Махачкала» — «Лагодехи», «Грозный», «Душети» (рис. 48). Мощность земной коры Кавказа на территории, оконтуриваемой сейсмическими станциями «Сочи», «Саберио», «Пятигорск», уменьшается и достигает $51 \pm \pm 5$ км (рис. 50). Такую же мощность земной коры имеет территория Центрального Кавказа, оконтуриваемая сейсмическими станциями «Душети», «Грозный»,

Рис. 48. Экспериментальные фазовые скорости восточной части Большого Кавказа:

а — дисперсия фазовых скоростей волн Лява; б — волн Релея; $h_1/H = 0{,}6$; $v_1 = 3{,}30$ км/с; $v_2 = 3{,}70$; $v_3 = 4{,}55$ км/с.

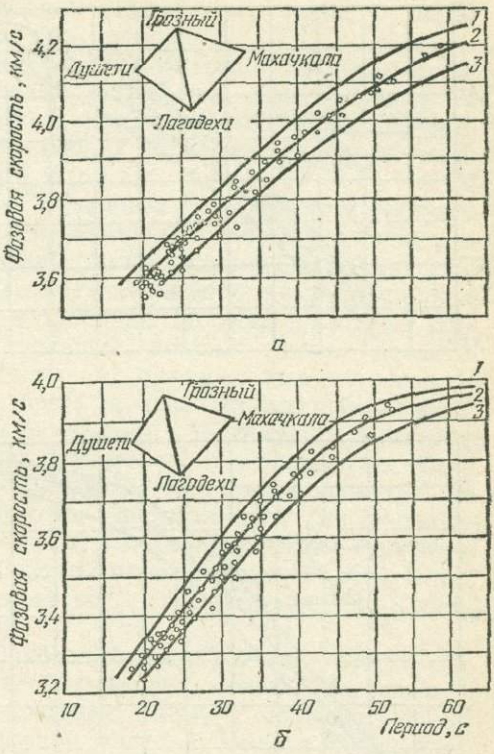
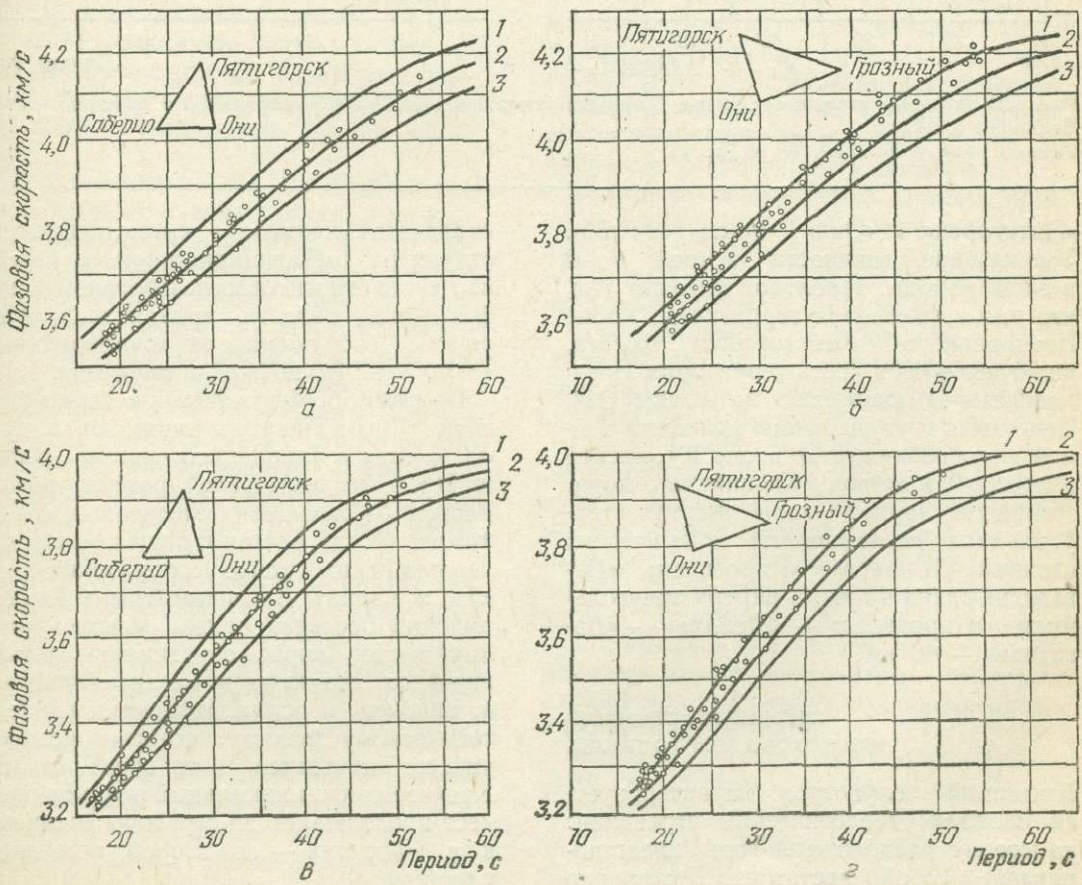


Рис. 49. Экспериментальные фазовые скорости поверхностных волн центральной части Большого Кавказа:

а, б — дисперсия фазовых скоростей волн Лява; в, г — волн Релея; $h_1/H = 0{,}6$; $v_1 = 3{,}30$ км/с; $v_2 = 3{,}70$; $v_3 = 4{,}55$ км/с.



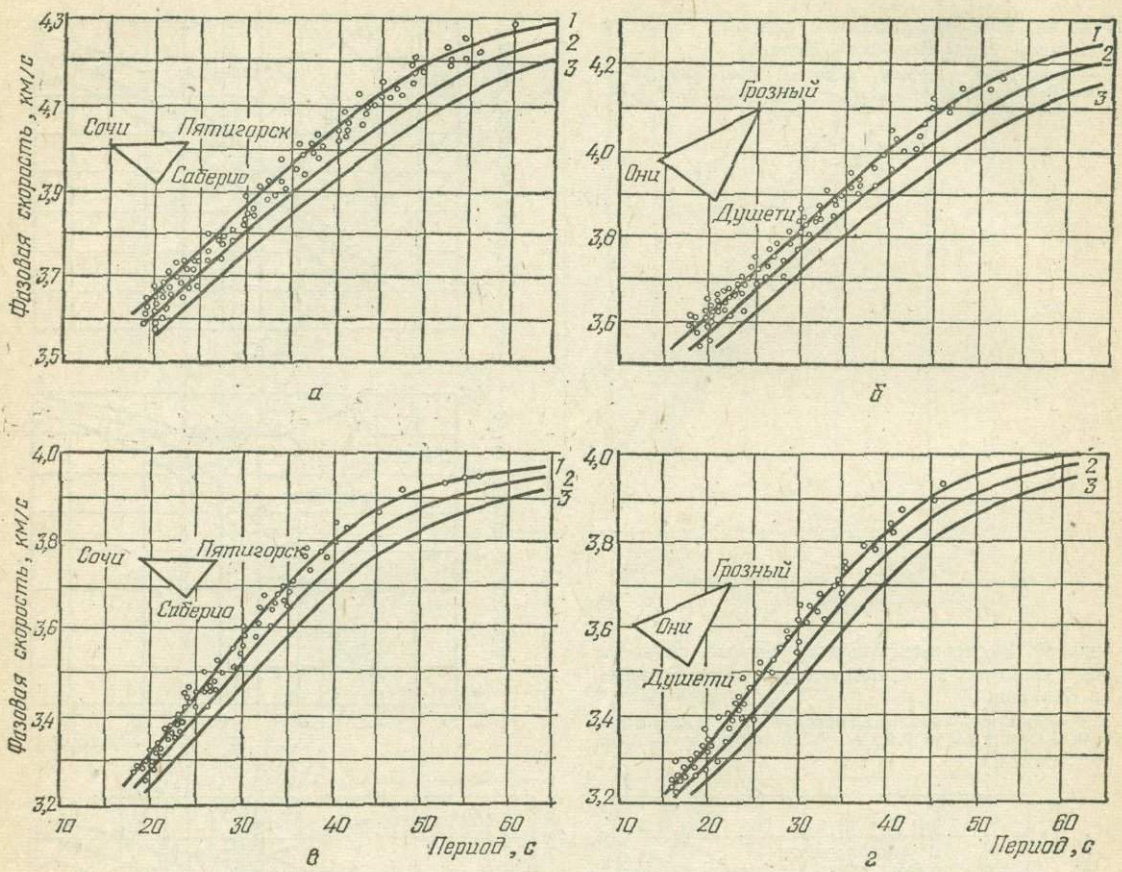


Рис. 50. Экспериментальные фазовые скорости поверхностных волн центральной и западной частей Большого Кавказа.

Условные обозначения те же, что на рис. 49.

«Пятигорск», «Они» (рис. 49, 50). Уменьшение мощности земной коры в этом районе, вероятно, вызвано тем, что рассматриваемая территория, кроме Центрального Кавказского хребта, включает в себя часть территории Предкавказья с мощностью до 40 км [11]. Тенденция к уменьшению мощности земной коры наблюдается вдоль Куринской депрессии, в сторону Каспийского моря. Мощность земной коры внутри треугольника расположения сейсмических станций «Тбилиси», «Кировабад», «Лагодехи» равна 45 км, а внутри треугольника «Кировабад» — «Шемаха» — «Лагодехи» — 40 км.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Крымский полуостров характеризуется сложным геологическим строением: на юге его расположены горы, представляющие собой достаточно сложную складчато-блоковую антиклинальную структуру (мегантиклинорий), а северная часть относится к своеобразной платформенной области, отделяющей альпийские сооружения от докембрийской Восточно-Европейской платформы.

По своим особенностям и истории развития Крымские горы занимают особое положение в альпийской системе. Большинство исследователей рассматривают Горный Крым как среднеальпийский киммерийский ороген в отличие от позднеальпийских горных сооружений Кавказа и Карпат. В Горном Крыму киммерийский орогенез привел к консолидации земной коры, объединению тектонических структур в мегантиклинорий и, наконец, к полуплатформенному тектоническому режиму, который позднее уже не нарушался, в то время как на Кавказе геосинклинальный режим в ряде мест продолжался до середины миоцена, а в Карпатах — до второй половины плиоцена.

Комплекс отложений, слагающих Крымский мегантиклинорий, разделяется на четыре структурных яруса. Нижний ярус образован сложноскладчатыми отложениями верхнего триаса — лейаса (таврическая серия), средний — значительно менее дислоцированными отложениями средней и верхней юры и нижнего мела, верхний — верхнемеловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовыми отложениями, образующими в основном моноклиналь северных крыльев мегантиклинория. Четвертый структурный ярус сложен неогеновыми и четвертичными отложениями.

Ядро Крымского мегантиклинория состоит из нескольких антиклинориев и синклинориев. Главными структурными единицами являются Южнобережный, Туакский и Качинский антиклинории и сопряженные с ними Западно-Крымский, Восточно-Крымский и Судакский синклинории [65].

Современная структура Горного Крыма почти со всех сторон ограничена крупными долгоживущими глубинными разломами.

На западе он ограничен разломом, проходящим по линии Скадовск — Евпатория. По профилю Керчь — Севастополь [89] фиксируется глубинный разлом в районе Феодосии, ограничивающий горное сооружение Крыма с востока.

На юге контакт Горного Крыма с молодой Черноморской впадиной проходит по системе сбросо-надвигов вблизи береговой линии. Северным ограничением мегантиклинория можно считать зону глубинного разлома (Симферопольского), отделяющего Крымские горы от равнинной части полуострова.

Большая часть Равнинного Крыма по своему геологическому строению относится к эпигерцинской (Скифской) платформе, которая вытянута в виде полосы от Дубруджи до северной части Каспийского моря.

Так называемая Скифская платформа в Равнинном Крыму представлена двумя зонами с различным по возрасту фундаментом. Большинство исследователей относят фундамент южной зоны (в районе Зуи — Нижнегорска) к байкальскому возрасту.

На севере в широтном направлении протягивается зона, в которой молодой фундамент представлен дислоцированными и сильно метаморфизованными породами палеозоя и нижнего мезозоя (юра, триас).

Граница Скифской и Восточно-Европейской платформ протягивается от устья Дуная, южнее о. Змеиный, через Перекопский перешеек, вдоль северной части Азовского моря.

На отдельных участках этой границы на основании геофизических данных четко фиксируются зоны субширотных разломов и связанные с ними окраинные платформенные прогибы, в которых распространены мощные толщи юрских, меловых и палеогеновых отложений. Эти прогибы, разделенные перемычками или разломами, объединяются в единую депрессионную зону, названную Причерноморской. По новым данным эта депрессия продолжается в Предкавказье, где в ее систему входит Восточно-Кубанский прогиб. Сама впадина стала именоваться Причерноморско-Кубанской.

Описанные выше регионы отражаются в геофизических полях по-разному. В пределах зоны, соответствующей Скифской плите и Индоло-Кубанскому прогибу, преобладают пониженные и отрицательные значения аномалий силы тяжести в редукции Буге. В этой зоне господствует субширотная вытянутость аномалий, тогда как на склоне Украинского щита явно преобладают субмеридиональные простирания изоаномал.

К горному сооружению Крыма приурочен интенсивный максимум силы тяжести, с юга, юго-востока и юго-запада его окаймляет Северо-Черноморская зона относительных минимумов.

Для магнитного поля южного склона Украинского щита характерна высокая напряженность и дифференцированность; преобладает субмеридиональное простирание аномалий. Магнитное поле Скифской плиты и Горного Крыма характеризуется значительно меньшей интенсивностью. В восточной части Черного моря выделяется полоса положительных аномалий запад-северо-западного простирания (Алуштинско-Батумский максимум), которая является как бы продолжением линейно-вытянутых субмеридиональных аномалий, установленных на Украинском щите.

В геотермическом отношении Крымский полуостров, особенно его равнинная часть, резко выделяется на фоне окружающих территорий как область с аномально повышенными температурами,

Более высокие температуры в Равнинном Крыму по сравнению с прилегающим с севера склоном Восточно-Европейской платформы обусловлены различиями в геологическом строении этих регионов.

До настоящего времени о глубинном строении земной коры Крымского полуострова можно было судить только по немногочисленным геофизическим данным, дающим самые общие представления. Еще в 1961 г. Р. М. Деменицкая [38] по данным гравиметрии определила, что мощность земной коры рассматриваемой территории в области Крымского мегантиклинория не превышает 25—28 км. Т. С. Лебедев с соавторами в своих работах [56, 57] приводит разрезы вдоль и вкрест Крымского горного сооружения, рассчитанные по данным гравиметрии. По этим данным толщина земной коры под Крымскими горами составляет 42 км.

До 1974 г. в Степном Крыму были проведены исследования методом ГСЗ вдоль профиля Харьков — Черное море и несколько профилей небольшой длины в восточной части Крымского полуострова. На основании этих данных и результатов работ на акватории Черного моря построены структурные схемы по поверхности Мохо. Так, в 1967 г. В. Б. Соллогубом опубликована схема [88] по поверхности Мохо, где под Горным Крымом наблюдалась зона с толщиной коры до 50 км, причем простирание ее соответствовало простиранию самого горного сооружения. В 1971 г. им же [95] была опубликована новая схема с учетом данных ГСЗ по прилегающей части Украинского щита и Приазовской впадины, где зона с утолщенной корой имеет уже субмеридиональное простирание. Эту зону автор отождествляет с «корнями» раннепротерозойских горных сооружений, которые были выявлены по данным ГСЗ на Украинском щите. В 1972 г. А. В. Чекунов [107] опубликовал схему, на которой меридиональное простирание указанной выше раннепротерозойской структуры остается прежним, однако в районе самого Горного Крыма им показана небольшая структура субширотного простирания.

Все перечисленные схемы различных авторов были построены в районе Горного Крыма по очень небольшому фактическому материалу (одиночные сейсмозондирования), чем можно объяснить различие опубликованных схем.

Анализ последних данных о глубинной структуре Крымского полуострова, юга Восточно-Европейской платформы и молодой Черноморской впадины дает возможность установить взаимосвязь между этими регионами, что позволяет более правильно определить общие черты строения земной коры рассматриваемой площади.

Для более полного освещения глубинного строения Крымского полуострова и связи его с сопредельными регионами нами построена структурная схема по поверхности Мохо юга Восточно-Европейской платформы и восточной части Черноморской впадины (рис. 51).

При рассмотрении указанной схемы в первую очередь необходимо отметить ярко выраженную субмеридиональную направленность структур по поверхности Мохо и резкое расчленение территории по глубине залегания последней. На схеме выделяются две зоны с толстой корой (Криворожско-Крупецкая и Орехово-Павлоградская), разделенные зоной с тонкой корой (Запорожско-Сумской срединный массив), которые хорошо изучены на Украинском щите и прослежены на севере в районе Днепровско-Донецкого авлакогена и южного склона Воронежского щита.

Зоны с толстой корой («корни» гор раннепротерозойской геосинклинальной системы) хорошо коррелируются на Украинском щите с интенсивными линейными магнитными аномалиями [10], обусловленными породами криворожского типа. На участках, где распространены мощные толщи осадочных образований (Днепровско-Донецкий авлакоген и Причерноморская впадина) такой связи не наблюдается, так как породы, обусловливающие магнитные аномалии, залегают на больших глубинах.

Структуры по поверхности Мохо в некоторых случаях секут почти под прямым углом более молодые геологические регионы (Днепровско-Донецкий авлакоген, Причерноморско-Кубанская впадина, Горный Крым). На этих участках наблюдается две поверхности Мохо, залегающие на различных глубинах. Видимо, глубокая поверхность Мохо отображает раннепротерозойский структурный план, а мелкая соответствует более молодому возрасту, в частности,

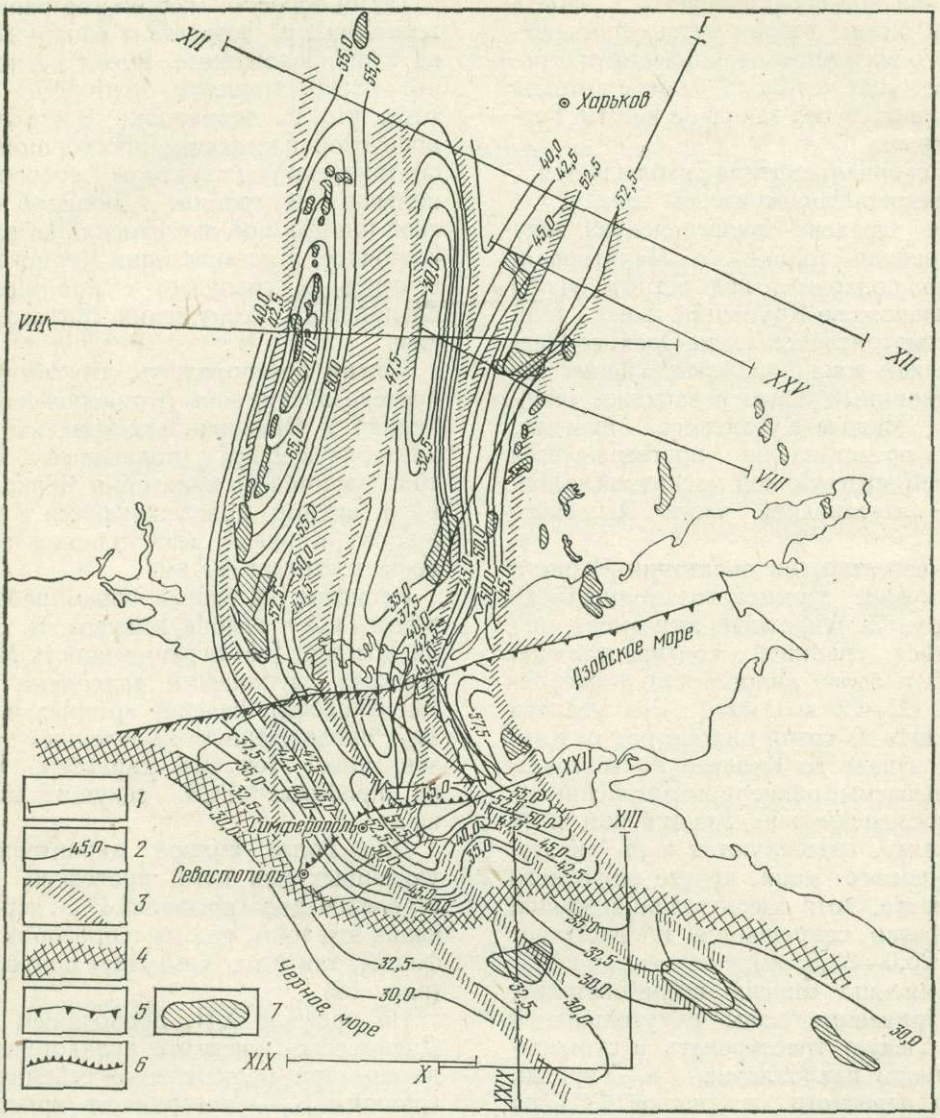


Рис. 51. Структурная схема поверхности Мохоровичича в пределах Крымского полуострова:
1 — профили ГСЗ; *2* — изогипсы поверхности М; *3* — глубинные разломы; *4* — глубинный разлом, разделяющий зоны с тонкой и толстой корой; *5* — южная граница Восточно-Европейской платформы; *6* — контур Горного Крыма; *7* — магнитные аномалии

в районе Днепровско-Донецкого авлакогена — рифейскому или герцинскому этапу, а в Горном Крыму — альпийскому.

Перечисленные зоны с толстой корой ограничены глубинными разломами, амплитуда которых достигает в некоторых случаях 10—15 км. Многие из них выходят на дневную поверхность и известны по геологическим данным [50]. Описываемые разломы имеют различный наклон, о чем более подробно будет сказано при описании сейсмических разрезов, секущих вкрест простирания эти зоны.

Для раннепротерозойских зон с толстой корой характерна выдержанность их по ширине, которая примерно постоянна (50—60 км) даже при изменении простирания их в районе сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ.

Здесь Криворожско-Крупецкая зона изменяет свое простирание с меридионального на юго-восточное. Западный глубинный разлом, ограничивающий эту зону на севере Тарханкутского полуострова, как бы раздваивается: одна ветвь трассируется в прежнем, субмеридиональном направлении и, как было

уже указано, ограничивает с запада Горный Крым; вторая ветвь прослежена в юго-восточном направлении и ограничивает зону с толстой корой, которая протягивается под западной частью Горного Крыма.

Аналогичная картина наблюдается и в Орехово-Павлоградской зоне.

Ранее Орехово-Павлоградскую зону трассировали только до Мелитополя, где она подходила под острым углом к Криворожско-Крупецкой зоне [95]. На рассматриваемой схеме Орехово-Павлоградская зона прослежена на юг через Равнинный Крым и западное окончание Индоло-Кубанского прогиба. Такое представление подтверждается наличием интенсивной магнитной аномалии в юго-западной части Азовского моря.

Как известно, на акватории Черного моря южнее Крымского полуострова трассируется широтный линеамент, являющийся границей континентальной (45—55 и более километров) и океанической (25—30 км) коры. Его удалось проследить на сотни километров от Карпат на западе до Кавказа на востоке.

Описываемые раннепротерозойские зоны, прослеженные на Украинском щите и в Крыму, трассируются и на акватории Черного моря, южнее широтного линеамента, хотя здесь толщина земной коры резко сокращается и достигает всего 25,0—32,5 км.

По мнению многих исследователей, рассматриваемые зоны с утолщенной корой следует трассировать в субмеридиональном направлении в Турцию, однако пересмотр материалов ГСЗ по акватории Черного моря позволяет по иному провести изогипсы по поверхности Мохо юго-восточнее Крымского полуострова. Здесь выделяются две узкие полосы, вытянутые в юго-восточном направлении, с относительным погружением поверхности Мохо.

Как уже отмечалось ранее, В. Б. Соллогуб высказал предположение о приуроченности интенсивных магнитных аномалий юга Восточно-Европейской платформы к зонам с утолщенной корой [88]. Если эта закономерность справедлива и для других регионов, то фиксируемые линейно-вытянутые магнитные аномалии в восточной части Черного моря (Алуштинско-Батумский максимум) подтверждают относительное увеличение толщины земной коры в этих зонах.

Таким образом, «корни» гор раннепротерозойского возраста, обнаруженные на Украинском щите, имеют региональное распространение. Интересно отметить, что на территории Восточно-Европейской платформы простирание рассматриваемой структуры субмеридиональное. На границе с молодой Скифской платформой оно изменяется на юго-восточное, а на акватории Черного моря в основном совпадает с простиранием альпийского сооружения Малого Кавказа.

Можно предположить, что обе раннепротерозойские зоны (Криворожско-Крупецкая и Орехово-Павлоградская), характеризующиеся утолщенной корой, трассируются на акватории Черного моря и, видимо, прослеживаются в район Малого Кавказа, где толщина земной коры достигает 50 км.

Несмотря на малый объем работ методом ГСЗ в районе Кавказа, В. Е. Хаин отмечает [15] ограниченность Малого Кавказа глубинными разломами (типа зон Биньофа), падение которых в районе продолжения выделенных нами зон имеет тот же характер, что и на профилях ГСЗ, секущих эти зоны.

Для более полной характеристики указанных зон нами проведено сопоставление ряда профилей ГСЗ, пересекающих эти зоны, как на территории платформы, так и на Крымском полуострове (рис. 52).

На профиле XII, проходящем вдоль Днепровско-Донецкого авлакогена, выделены три протяженные сейсмические границы: K_1 — поверхность кристаллического фундамента; K^0 — кровля так называемого рифейского (?) грабена и границы М и M_1, характеризующие поведение поверхности Мохо. Граница раздела земная кора — верхняя мантия представлена поверхностью М, но на некоторых участках (в зонах распространения раннепротерозойских геосинклинальных систем) наблюдается вторая граница M_1, которая, видимо, отражает поведение границы раздела кора — мантия в указанную эпоху. Зоны утолщенной коры, как правило, ограничены глубинными разломами. Так, на северо-западе профиля XII проведен наклонный глубинный разлом II с падением на восток. На юго-восточном участке профиля XII (ПК — 160—215), где также фиксируется граница M_1, разломы, ограничи-

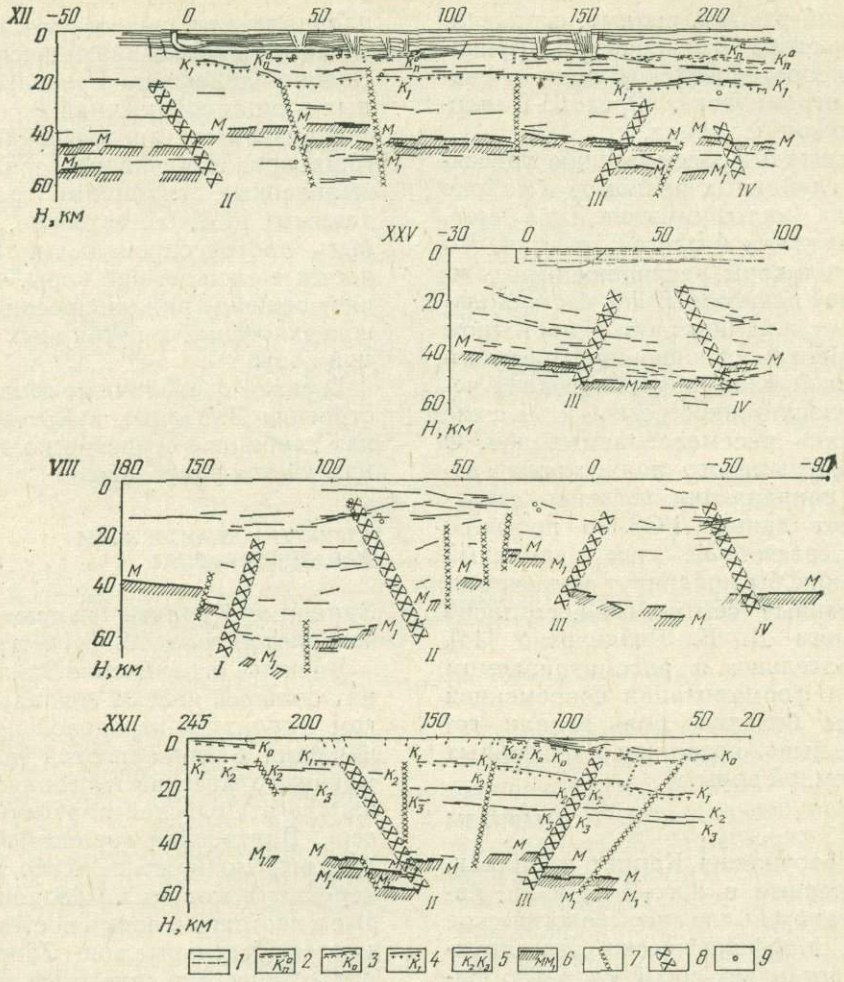


Рис. 52. Сейсмические разрезы по профилям, секущим Криворожско-Крупецкую и Орехово-Павлоградскую раннепротерозойские зоны:

1 — сейсмические и геологические границы в осадочном слое; *2* — поверхность рифейских отложений Днепровско-Донецкого авлакогена; *3* — поверхность фундамента Скифской платформы; *4* — поверхность докембрийского фундамента; *5* — сейсмические границы в консолидированной коре; *6* — поверхность Мохоровичича; *7* — глубинные разломы; *8* — глубинные разломы, ограничивающие раннепротерозойские зоны (*I* и *II* — Криворожско-Крупецкую; *III* и *IV* — Орехово-Павлоградскую); *9* — точки дифракции.

вающие блок с толстой корой, имеют западное и восточное падение.

На профиле XXV, расположенном несколько южнее предыдущего (на северном склоне Украинского щита и в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена), освещена только восточная зона с утолщенной корой. Здесь по совокупности целого ряда признаков (смещение поверхности М, количество отражающих площадок в толще консолидированной коры и др.) можно также наметить два разлома, ограничивающих зону с толстой корой, причем падение плоскостей этих разломов аналогично восточной зоне, выделенной на профиле XII.

На профиле VIII, который проходит на Украинском щите в субширотном направлении, наиболее детально освещена структура земной коры интересующих нас раннепротерозойских зон. Западная зона (Криворожско-Крупецкая) ограничена двумя глубинными разломами: с запада разлом наклонен на запад, а с востока — на восток. Вторая зона (Орехово-Павлоградская) имеет аналогичное строение и наклоны, ограничивающие ее, характеризуются тем же падением.

На профиле Керчь — Севастополь выделен целый ряд разломов, некоторые из которых можно сопоставить с разломами, обнаруженными в пределах Восточно-Европейской платформы. Так,

Салгирский разлом, видимо, ограничивает с востока Криворожско-Крупецкую раннепротерозойскую зону, а разлом III ограничивает Орехово-Павлоградскую зону с запада.

Возвращаясь к рассмотрению трассирования глубинных разломов в районе сочленения Восточно-Европейской платформы со Скифской плитой, отметим, что блок земной коры, расположенный южнее древней платформы, как бы несколько сдвинут или повернут в восточном направлении по отношению к Восточно-Европейской платформе, благодаря чему и произошло такое резкое изменение простирания рассматриваемых зон. О подвижке Крымского полуострова в восточном направлении косвенно свидетельствуют данные ГСЗ по профилю Керчь—Севастополь, где западный блок [89] как бы поддвинут под восточный, и данные сейсмологии, согласно построениям Д. В. Ризниченко [44].

Следовательно, в рассматриваемом регионе в формировании современной структуры большую роль играли горизонтальные подвижки отдельных блоков земной коры.

КАРПАТЫ

Горные сооружения Карпат и Балкан, расположенные в Юго-Восточной Европе, имеют очень сложное геологическое строение. Морфологически эта структура представляет собой сложную фигуру, напоминающую неправильную букву «г».

На крайнем западе Карпаты контактируют в районе Венского бассейна с Восточными Альпами, на востоке Балканы уходят под воды Черного моря.

Карпаты по простиранию подразделяются на три самостоятельных участка, резко отличающихся друг от друга по своему геологическому строению,— Западные, Восточные и Южные, а в поперечном сечении — на Внешние и Внутренние, причем на некоторых участках внутренняя зона погребена под отложения примыкающих к горным сооружениям впадин.

Почти на всем протяжении Карпат наблюдаются надвиги (шарьяжи) пород, горизонтальная амплитуда которых достигает на некоторых участках до 80—100 км.

В Карпатском регионе развиты многочисленные разломы, простирание которых различно. Наряду с карпатским направлением существуют поперечные разломы, прослеживающиеся во многих случаях далеко за пределы собственных горных сооружений.

В результате многочисленных надвигов-покровов в районе горных Карпат выявленные глубинные разломы по данным ГСЗ, естественно, не могут быть протрассированы в приповерхностные слои земной коры, что затрудняет решение ряда вопросов связи приповерхностных и глубинных слоев земной коры.

В связи с различием геологического строения Западных и Восточных Карпат глубинное строение по этим регионам дается раздельно.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Западные Карпаты являются частью альпийской складчатой системы Карпат.

Внешнее ограничение Западных Карпат большей частью совпадает с надвигом Карпат на передовой прогиб, граничащий с эпиварисской платформой Чешского массива на западе и северо-западе и Польской платформой на севере. Внутренняя граница Карпатской дуги выражена менее четко, так как она перекрыта молодыми впадинами, которые в настоящее время постепенно опускаются. Отдельные зоны Западных Карпат отличаются друг от друга по тектоническому развитию и многочисленным процессам складкообразования и разделяются на Внешние и Внутренние, отделенные Пьенинской утесовой зоной (рис. 53).

Внешние или Флишевые Карпаты образовались в течение позднего мезозоя и палеогена, подвергались интенсивному процессу складкообразования, в результате чего возникли покровы, и были нарушены многочисленными сбросами, а в течение последней фазы орогена флишевые покровы были надвинуты на неогеновые отложения Предкарпатского прогиба.

Узкая Пьенинская утесовая зона представляет собой глубинный разлом (Перипьенинский линеамент), наличие которого было подтверждено на международных профилях III, V, VI. Эта зона проявляется в большинстве геофизических полей.

Внутренние Карпаты отличаются от внешней зоны как с петрологической

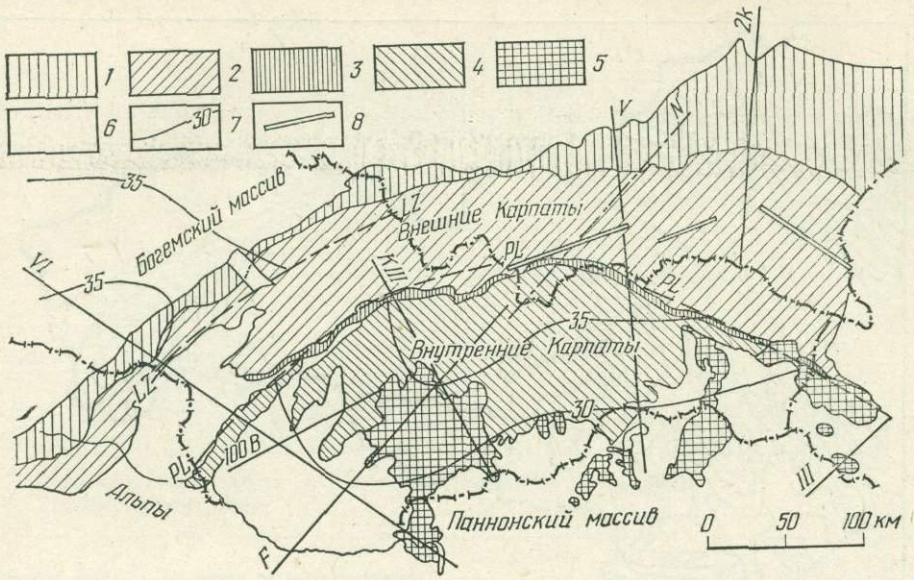


Рис. 53. Разрез земной коры через Западные Карпаты:

1 — передовой прогиб молассы; *2* — флишевая зона; *3* — Пьенинская утесовая зона; *4* — мезозойские и древние Центральные Карпаты; *5* — неовулканиты; *6* — неогеновые бассейны; *7* — глубина границы раздела М; *8* — оси аномалий силы тяжести; *LZ* — Ледницкая зона; *PL* — Перипьенинский линеамент; *III*, *V*, *VI* — международные профили ГСЗ; 100В, КШ, *F* — международные профили.

точки зрения, так и с точки зрения структуры. Основание кристаллических блоков, сложенных позднедокембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, пронизанными варисскими гранитными плутонами (например, в Татрах), выходят здесь на дневную поверхность.

Согласно результатам многочисленных исследований ГСЗ и КМПВ, в области Малой Среднедунайской низменности поверхность консолидированной коры залегает на глубине 5 км, а в районе Восточной Словакии не превышает 4 км. В Венском бассейне мощность неогена составляет 6 км. Предполагают, что кристаллический фундамент находится на глубине 10—12 км. По профилям КМПВ (рис. 54) можно ориентировочно определить мощность осадочного слоя между Ледницкой зоной *LZ* и Перипьенинским линеаментом *Pl*, которая равна 8—12 км.

В Южной Польше поверхность консолидированной коры в западной части Высоких Бескид залегает на глубине 4 км, севернее Высоких Татр — на глубине 5 км и под Ясло-Санокским бассейном — около 8 км. Таким образом, в восточном направлении мощность осадочного чехла увеличивается, достигая значения, превышающего 10 км.

Граница раздела Мохо в рассматриваемом регионе установлена на основании закритических волн.

Вдоль международного профиля VI поверхность Мохо залегает на глубине 28 км от границы с ВНР до Перипьенинского линеамента (рис. 53), на котором мощность коры скачкообразно увеличивается до 35—36 км. Аналогичная картина наблюдается и на международных профилях V и III (рис. 57).

В районе профиля V раздел Мохо имеет сложное строение. Здесь фиксируются несколько аналогичных границ с различными скоростными характеристиками.

На профиле V (рис. 53) зарегистрированы головные волны с кажущейся скоростью 7,8—7,9 км/с. Глубина залегания раздела Мохо со скоростью 8,2 км/с равна в Южной Словакии вблизи Нове-Замки 29 км, а вблизи Банска-Бистрицы в Центральной Словакии — 35 км.

Глубинный геологический разрез, пересекающий Внешние Карпаты, составленный Неем, предполагает субдукцию под Пьенинской утесовой зоной (рис. 57).

Истинную границу раздела Мохо в зоне контакта между Карпатами и Чешским массивом определить нельзя. Значения 38 км для блока Горно-Моравского

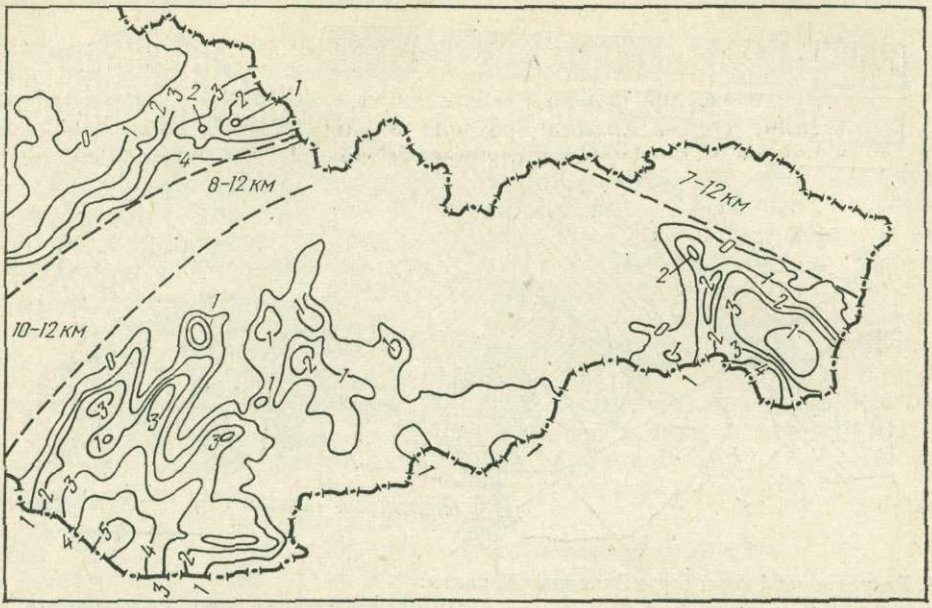


Рис. 54. Поверхность консолидированной коры в Западных Карпатах.

бассейна и 35 км в Южной Моравии указывают на очень сложное строение этой зоны контакта.

Естественные геофизические поля также дают возможность судить о строении земной коры в рассматриваемом регионе. Так, для западной части Западных Карпат гравитационные минимумы [134] наблюдаются в Пьенинской утесовой зоне (Перипьенинский линеамент). Контакт между Ледницкой зоной и Перипьенинским линеаментом (рис. 53) характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести и положительной магнитной аномалией. В области Высоких Татр ось гравитационного минимума [143] отклоняется в направлении внешней флишевой зоны (рис. 53). Во Внутренних Карпатах региональные изоаномалы силы тяжести указывают на относительно равномерное уменьшение мощности коры в направлении к Паннонскому бассейну, что не противоречит данным ГСЗ.

Принцип изостазии наблюдается только в отдельных районах, в большинстве же случаев имеется отклонение от изостатического равновесия.

Влияния глубокой блоковой структуры резко проявляются на схеме уклонений отвеса (после исключения влияний внешних топографических масс). В Западных Карпатах [118] ундуляция геоида в векторном изображении [155] подчеркивает важность юго-западной части Перипьенинского линеамента как зоны возмущений кривизны геоида, которая тесно связана с сейсмической активностью.

Современные движения коры и их изменения во времени свидетельствуют о современной подвижности области. Карта Мещерикова (1971) показывает, что Западные Карпаты имеют тенденцию к опусканию, выраженную годовой вертикальной составляющей в мм/год. В направлении к Паннонскому бассейну скорость современных движений увеличивается. В Среднедунайской низменности скорость опускания достигает в некоторых местах 5 мм/год. В Восточной Моравии [151] блоки Моравско-Силезских Бескид воздымаются на 2 мм/год.

Сейсмичность Западных Карпат (рис. 55) в основном сосредоточена вдоль внутренней стороны Перипьенинского линеамента, протягивающейся от Центральной Словакии до Комарно на территорию Венгрии [136].

Известные землетрясения, связанные с Перипьенинским линеаментом, наблюдались в районе Стражске (Восточная Словакия) в 1941 г., магнитуда 4,8 Жилина (Северо-Западная Словакия, в 1660 г., 1858 г., магнитуда 6; Добра—Вода (известна как Йоке, Западная Словакия) в 1906 г., магнитуда 5,7. Эта

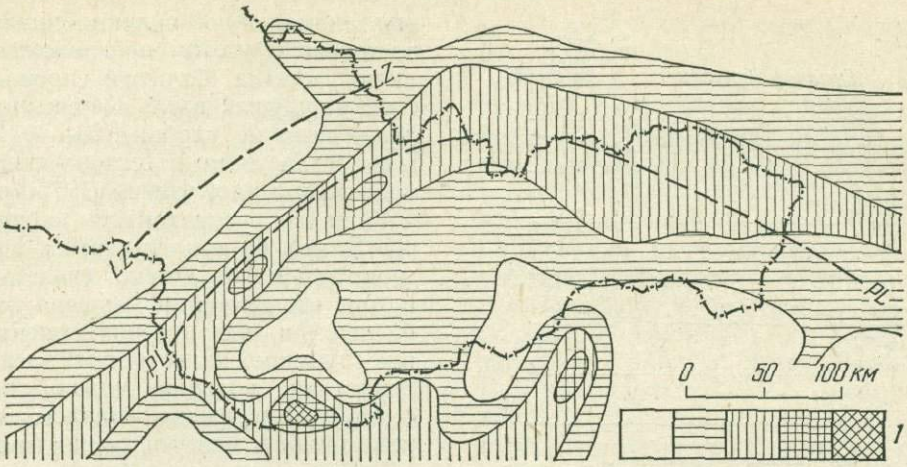


Рис. 55. Сейсмичность в Западных Карпатах (по Карнику):
— степени сейсмичности

сейсмически активная зона трассируется в юго-западном направлении через Альпы к низменности р. По в Северной Италии. Самое сильное землетрясение в данной области произошло под Комарно (Южная Словакия) в 1763 г., магнитуда 6,5.

Очаги западно-карпатских землетрясений расположены на глубине до 10 км. Сейсмическая энергия восточно-альпийских землетрясений в Западных Карпатах значительно ослаблена. Поэтому А. Затопек [154] предполагает наличие глубинной зоны сбросов между Западными Карпатами и Восточными Альпами, которая отражает сейсмическую энергию, приходящую из восточно-альпийских очагов.

Зона перехода между Чешским массивом и Карпатами характеризуется, как было сказано, большой положительной магнитной аномалией вдоль Ледницкой зоны сбросов [140], указывающей на наличие изверженных пород, характеризующихся большой магнитной активностью. Эта аномалия не продолжается ни в район Альп, ни на территорию Польской палеозойской платформы. Юго-западная ветвь Перипьенинского линеамента отличается своей отрицательной аномалией, проявляющейся преимущественно в южной части Малых Карпат, вдоль Белых Карпат, Малой Фарты и Высоких Татр. Следует отметить наличие большой магнитной аномалии, связанной с зоной неовулканитов в Цен-

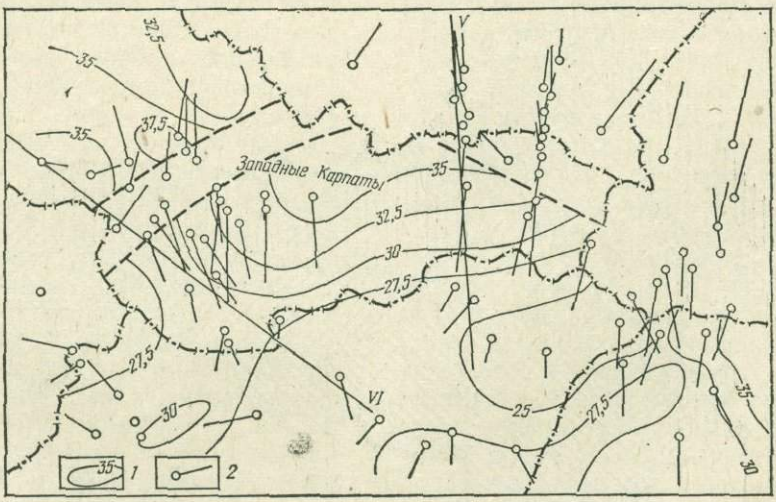


Рис. 56. Распределение векторов Визе в области Западных Карпат:
1 — глубины раздела М; *2* — векторы Визе.

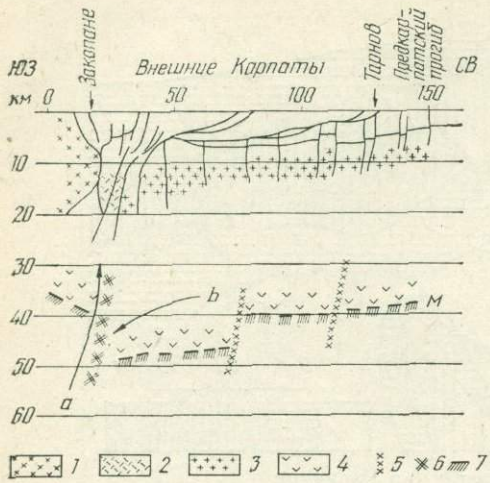


Рис. 57. Разрез земной коры через Внешние Карпаты:

1 — кристаллическое ядро Татр; *2* — метаморфические отложения Пьенинской утесовой зоны и в зоне оплавления; *3* — верхняя часть земной коры; *4* — нижняя часть земной коры; *5* — глубинные тектонические сбросы; *6* — глубинные дислокации в зоне субдукции; *7* — граница раздела М.
а — интрузии молодых вулканитов; *в* — направление субдукции. По Нею (1975) и Ухману (1973).

тральной, Восточной и Южной Словакии и на северной окраине Паннонского бассейна (рис. 53).

Распределение электрической проводимости достаточно четко выражено направлениями векторов Визе, нулевое значение которых совпадает с Перипьенинским линеаментом (рис. 56). В зоне контакта между Чешским массивом и Западными Карпатами она сдвинута к Ледницкой зоне, причем в направлении к внешней границе Карпат она увеличивается до 30 км. Модель, объясняющая эту аномальную индукционную зону, построена с учетом предположения наличия канала большой проводимости с осью, идущей вдоль Перипьенинского линеамента на глубине 20—40 км. Модель согласуется с тектонической схемой, построенной Нейем (1975) (рис. 57).

Если же рассматривать карту векторов Визе и на прилегающей к Карпатам территории, то можно сделать вывод о том, что аномалия вызвана наличием большой и тектонически ориентированной глубинной анизотропией электропроводимости, которую можно связывать с астеносферическим каналом, характеризующимся малыми скоростями.

Распределение значений теплового потока в чехословацкой части Западных Карпат показано на рис. 58. Региональное распределение теплового потока изменяется в зависимости от глубинного строения земной коры. Небольшой по величине тепловой поток во Внешних Карпатах увеличивается в направлении от внешней зоны к Паннонскому бассейну. На западе он возрастает вдоль передового прогиба со значением приблизительно 1 $МВтм^{-2}$ вблизи границы с Австрией до значения, превышающего 80 $МВтм^{-2}$ в Остравско-Карвинском угольном бассейне, что свидетельствует о тектоническом омоложении последнего в течение альпийского складкообразования или локальном уменьшении мощности земной коры в Северо-Восточной Моравии.

Немногочисленные данные по тепловому потоку в донеогеновых складча-

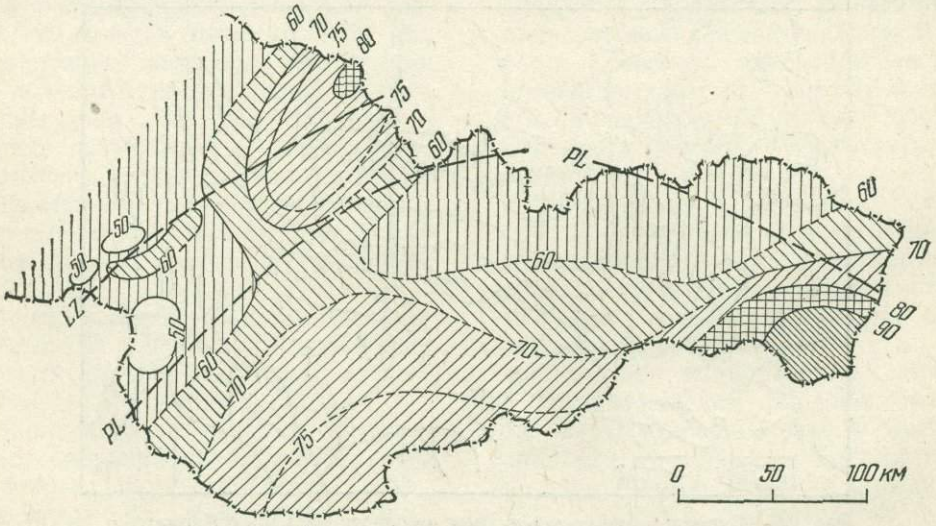


Рис. 58. Тепловой поток ($МВт \cdot м^{-2}$) в чехословацкой части Западных Карпат (по Чермаку).

тых областях Западных Карпат отличаются относительно небольшими значениями в 60—65 МВтм$^{-2}$.

Теоретические расчеты Чермака показали, что на границе раздела Мохо в районе V профиля на глубине 50 км температура равна 700° С и может увеличиваться до 800—1000° С в Паннонском бассейне на границе раздела Мохо, залегающей на глубине 25 км. Эти результаты соответствуют условиям модели Нея [143]. Можно считать их реальными.

Самый важный элемент в Западных Карпатах — Перипьенинский линеамент, который появляется как глубинная зона сбросов, отражающаяся во всех геофизических полях. В западной части Западных Карпат Ледницкая зона по своим геофизическим параметрам (за исключением сейсмической активности) проявляется как зона разграничения Чешского массива с Карпатами.

Некоторые польские геологи [150] предполагают наличие нарушенной зоны, находящейся вне Перипьенинского линеамента, и совпадающей с Ледницким тектоническим блоком.

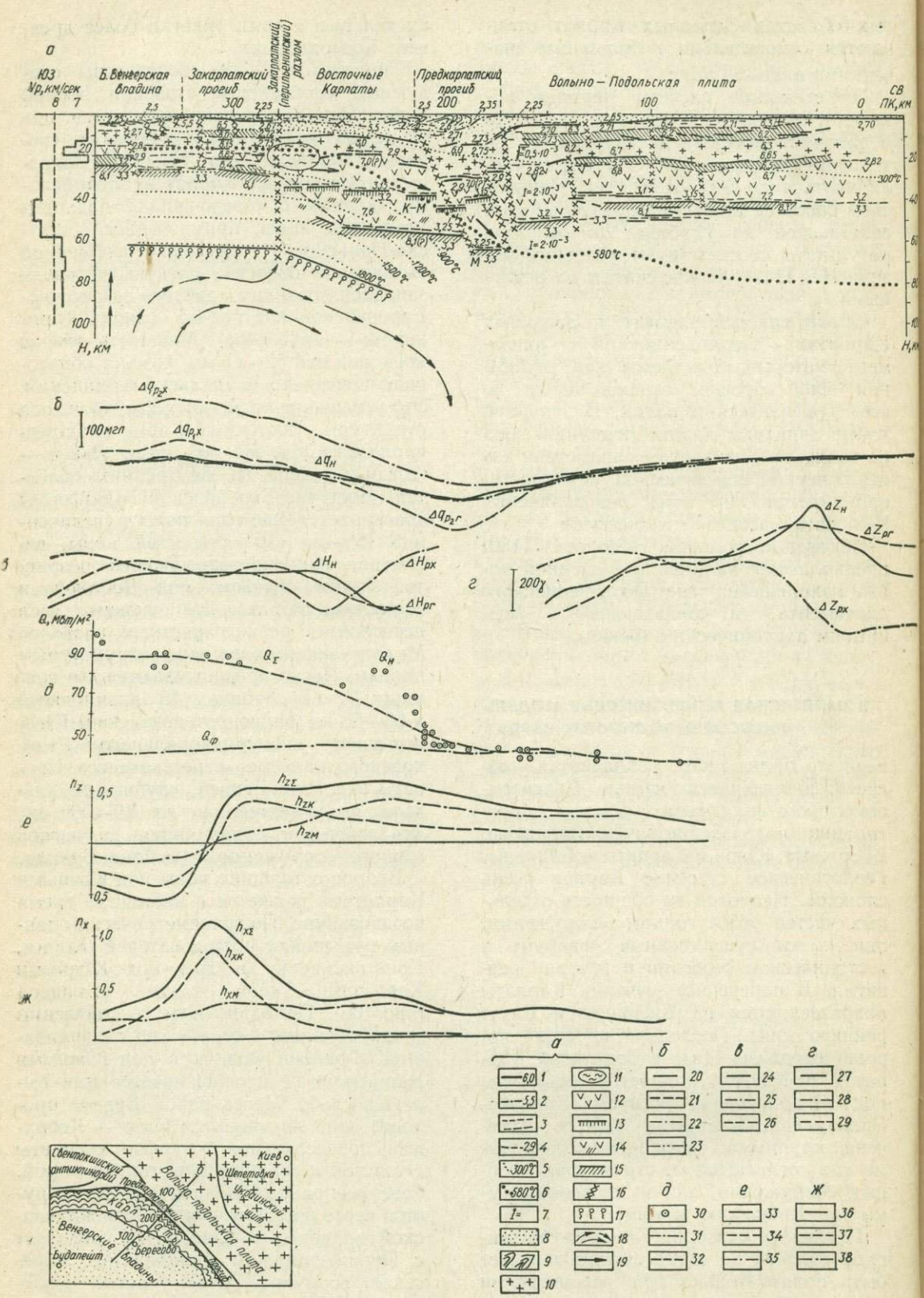
КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Карпато-Балканская складчатая область, являющаяся частью Средиземноморского складчатого пояса, по простиранию подразделяется на Западные, Восточные, Южные Карпаты и Балканы. Геологическое строение Карпат очень сложное. Несмотря на общность отдельных частей этого горного сооружения, они имеют существенные различия в тектоническом строении и истории развития. В поперечном сечении Карпаты подразделяются на Внешнюю и Внутреннюю зоны. Последняя не везде хорошо выражена. Так, в Восточных Карпатах она почти полностью погребена под Закарпатским прогибом. Карпато-Балканская складчатая область рассечена крупными глубинными разломами как согласными со структурами горных сооружений, так и дискордантными по отношению к ним.

Глубинное строение Карпато-Балканской области не менее сложно и может быть понято только при рассмотрении обширной территории, включающей не только альпийские структуры, но и сопредельные с ними участки более древней консолидации.

Карпатам в целом свойственны следующие особенности строения земной коры. Под Западными Карпатами она утолщена до 40—45 км и образует «корень» альпийских гор. На стыке Западных и Восточных Карпат к альпийскому «корню» с северо-запада подходит утолщение коры, приуроченное к Датско-Польской внутриплатформенной складчатой области, следующей вдоль западной границы древней Восточно-Европейской платформы (линия Торнквиста — Тейссейра). Мощность земной коры под ней 50—55 км, возраст образования, очевидно, байкальско-герцинский. Это утолщение коры (рис. 59) уходит под структуры Восточных Карпат и Предкарпатья. Сюда же по линии Львов — Стрый с севера из внутренних областей Восточно-Европейской платформы трассируется еще одна полоса увеличенных (50—55 км) мощностей коры, вероятно, раннепротерозойского возраста. Таким образом, под Восточными Карпатами образовался сложный узел пересечения разновозрастных разделов М, отвечающих различным структурным планам. Четко прослеживаются две границы М: на глубинах 45 (альпийская) и 60—65 км (раннепротерозойская). Юго-восточнее субмеридионального Радеховского разлома, пересекающего Карпаты в районе Ясиней, глубина до раздела М уменьшается до 45—50 км. Эти значения сохраняются до изгиба горного сооружения в районе Вранча.

Вопрос о толщине коры под Южными Карпатами решается в настоящее время неоднозначно. По гравиметрическим данным румынских исследователей (Корня, Константинеску и др.) под Южными Карпатами кора также утолщена (рис. 60). По одиночным сейсмическим зондированиям «корень» гор заканчивается в районе Вранча и под Южными Карпатами не прослеживается или выражен слабо. Через район Вранча проходит зона линеаментов Одер — Добруджа, разделяющая крупные сегменты с толстой и сравнительно тонкой корой. Севернее района Вранча она трассируется через восточную часть Трансильванской впадины, в Закарпатье совпадает с Перипьенинским линеаментом, пересекает горную дугу на участке сочленения Восточных и Западных Карпат и затем тянется на северо-запад парал-


а
ЮЗ
Vр, км/сек
Б. Венгерская впадина
Закарпатский прогиб
Закарпатский (перильденинский) разлом
Восточные Карпаты
Предкарпатский прогиб
Волыно – Подольская плита
СВ
ПК, км
H, км
К-М
M
б
100 мгл
в
г
200γ
д
Qт, мбт/м²
Qр
е
ж
Венгерские впадины
Будапешт
Свентокшиский антиклинорий
Карпаты
Предкарпатский прогиб
Волыно-подольская плита
Украинский щит
Киев
Шепетовка
Львов

лельно краю Восточно-Европейской платформы, но на некотором отдалении от него.

Район Вранча имеет уникальное строение. К нему приурочена сейсмофокальная область, в которой сосредоточены многочисленные очаги землетрясений. Они сконцентрированы на глубинах от 5—10 (в земной коре) до 150—160 км (в верхней мантии) (рис. 61). Сейсмофокальная зона падает в северо-западном направлении, т. е. уходит под Карпаты. Проекция этой зоны на дневную поверхность представляет собой узкую полосу (рис. 61) северо-восточного простирания, имеющую сравнительно небольшую протяженность — около 100 км. По глубинам очагов и ограниченным размерам эта зона существенно отличается от типичных зон Заварицкого — Беньофа, хотя и имеет с ними определенное сходство.

В советской части Восточных Карпат проведен наибольший объем исследований ГСЗ по сравнению с другими участками Карпатской дуги. Благодаря этому глубинное строение земной коры изучено здесь особенно детально. Опорным является III международный профиль, пересекающий Восточные Карпаты по линии Долина — Берегово. На этом профиле была предпринята попытка комплексной интерпретации всех геофизических данных в совокупности с геологическими материалами. Говоря о комплексности, мы имеем в виду не простое, часто применяемое механическое сопоставление результатов, полученных независимо друг от друга разными геофизическими методами, а объединение наблюдений и, что особенно важно, общую интерпретацию всех исходных данных в совокупности с учетом возможностей, допусков и определенных взаимных запретов каждого из методов. Такой подход значительно снижает неоднозначность и субъективность интерпретации, повышает точность и достоверность построений, позволяет по независимым параметрам получить ценную дополнительную информацию о среде и в итоге создать наиболее полные достоверные модели ее строения, состава и состояния. Подобные комплексные геофизические, а после геологического дополнения и прочтения геолого-геофизические модели должны стать объективной фактической основой дальнейших поисков единой геономической теории и вытекающих из нее практических следствий.

Сейсмическая модель земной коры вдоль III профиля ГСЗ, взятая за основу при истолковании физических полей, характеризуется сложным слоисто-блоковым строением с градиентными изменениями и инверсиями скоростей в слоях, различным количеством границ раздела в разных блоках и изменяющимися от блока к блоку скоростными разрезами.

В Закарпатье складчатое мезозойско-палеогеновое основание со скоростями 5,3—5,5 км/с, перекрытое молассой, находится на глубине 0,5—4 км. Метаморфизованные образования «гранитного» слоя с граничными скоростями 6,1—6,6 км/с залегают на глубине 7—8 км, по геологическим данным они условно определены как палеозойские. Внутри «гранитного» слоя выделен волновод. Горизонт со скоростями 6,8—7,0 км/с, свойственными породам «базальтового» состава, располагается на

Рис. 59. Разрез земной коры через Восточные Карпаты:

а: *1* — сейсмические границы и значения пластовых и граничных скоростей, км/с; *2* — линии изоскоростей; *3* — зоны пониженных скоростей (волноводы); *4* — линии изоплотностей, г/см³; *5* — изотермы; *6* — изотерма Кюри магнетита; *7* — намагниченность (в единицах СГС); *8* — осадочный слой; *9* — надвиги Флишевых Карпат на Предкарпатский прогиб; *10* — верхняя часть земной коры; *11* — зона расплава в коре; *12* — нижняя часть земной коры; *13* — кровля «коро-мантийного» комплекса коры (верхний раздел М); *14* — «коро-мантийный» комплекс; *15* — кровля мантии (нижний раздел М); *16* — разломы; *17* — глубинный источник тепла (астенолит) в верхней мантии; *18* — движение материала в источнике тепла; *19* — движение материала в земной коре;

б: *20* — наблюденная кривая силы тяжести ($\Delta g_н$); расчетные кривые; *21* — без учета влияния «коро-мантийного» комплекса (Δg_{p_1x}); *22* — без учета влияния глубинного теплового источника (Δg_{p_2x}); *23* — гравитационный эффект плотностной модели литосферы Восточных Карпат;

в: *24* — наблюденное распределение горизонтальной составляющей магнитного поля ($\Delta H_н$), расчетные кривые ΔH; *25* — без учета влияния теплового источника (ΔHp_x); *26* — с учетом влияния теплового источника (ΔHp_2);

г: *27* — наблюденное распределение вертикальной составляющей магнитного поля ($\Delta Z_н$), расчетные кривые ΔZ; *28* — без учета влияния теплового источника (ΔZ); *29* — с учетом влияния теплового источника ($\Delta Zг$);

д: *30* — значения глубинного теплового потока (Q_h); *31* — расчетный фоновый радиогенный тепловой поток ($Q_ф$); *32* — расчетный тепловой поток, учитывающий влияние глубинного теплового источника ($Q_р$);

е: *33* — наблюденная кривая вертикальной компоненты бухтообразных геомагнитных вариаций ($h_{Z_в}$); расчетные кривые: *34* — для корового проводника ($h_{Z_к}$); *35* — для мантийного проводника ($h_{X_м}$);

ж: *36* — наблюденная кривая горизонтальной компоненты бухтообразных геомагнитных вариаций ($h_{X_в}$), расчетные кривые: *37* — для корового проводника ($h_{X_м}$); *38* — для мантийного проводника ($h_{X_м}$)

глубине около 19 км. «Базальтовый» комплекс не выполняет всю нижнюю часть коры. Ниже него, непосредственно над разделом М вновь появляются породы со скоростями 6,4 км/с, характерными для «гранитного» слоя. В земной коре Закарпатья, таким образом, выявлены два волновода — внутри «гранитного» слоя и в основании коры. Общая мощность коры составляет 24—29 км. Раздел М характеризуется скоростью 8,1 км/с. В верхней мантии Венгрии выделяется слой с пониженными скоростями на глубине 55—95 км.

Мезозойско-палеогеновый флишевый комплекс Восточных Карпат (III профиль) представляет собой градиентную среду, в которой скорость возрастает

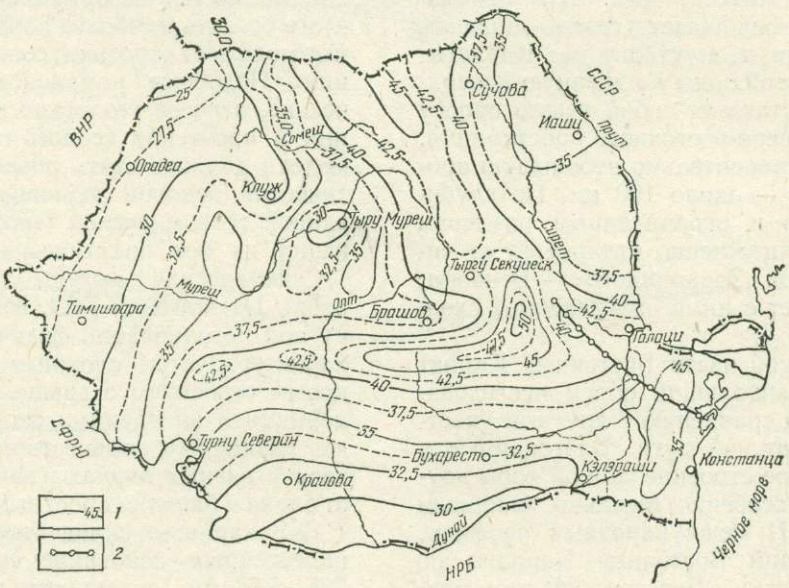


Рис. 60. Схема поверхности М по данным гравиметрии (по Корнеа, Константинеску):
1 — изолинии поверхности М; *2* — глубинные разломы.

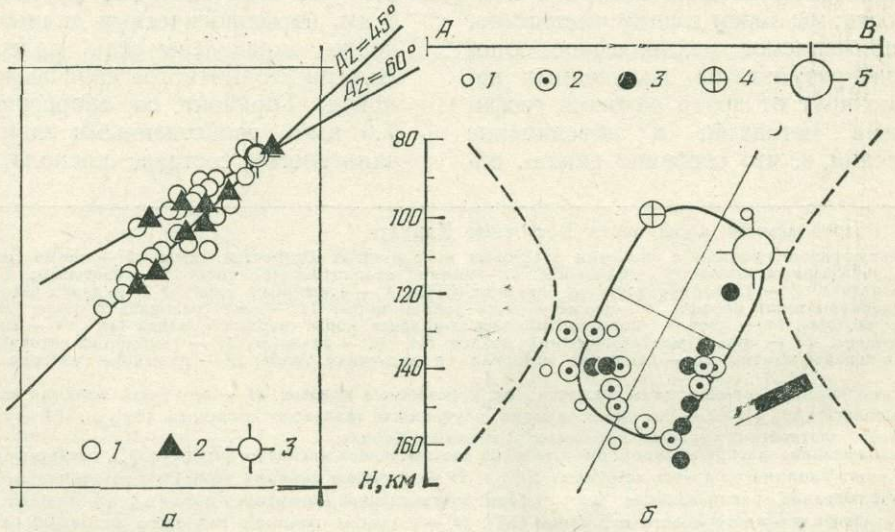


Рис. 61. Разрез земной коры в районе Вранча (по Сагаловой):
а — эпицентры землетрясений $K = 12 - 13$ (1952 — 1976 гг.): *1* — $K = 12$ $(4{,}5 \leqslant m_b < 5{,}2)$; *2* — $K = 13$ $(5{,}2 \leqslant m_b < 5{,}8)$; *3* — эпицентр землетрясения 4.III 1977 г.;
б — размеры области землетрясения 4. III 1977 г. в вертикальной плоскости по очагам землетрясений 1972 — 1976 гг.: *1* — $K = 10$; *2* — *11*; *3* — *12*; *4* — $K = 13$; *5* — гипоцентр землетрясения 4.III 1977 г.

с глубиной от 3,0 до 5,5 км/с. Метаморфизованное основание Карпат, предположительно рифейско-раннепалеозойского возраста (байкальский комплекс), имеющее граничную скорость 6,0—6,5 км/с, находится на глубине 12—15 км. Раздел Конрада (?) со скоростями порядка 7 км/с под горными Карпатами располагается на глубине 18—23 км.

Переход от коры к мантии в Восточных Карпатах своеобразен. В переходной зоне выделяется не один, а два близких по физическим свойствам сейсмических горизонта, располагающихся один над другим с разницей по глубине в 15—20 км. Они характеризуются идентичными по динамическим особенностям отраженными волнами. Верхний горизонт (К—М) находится на глубине 35—45 км. Пластовые скорости в слое, ограниченном сверху этим горизонтом, составляют около 7,6 км/с. Второй горизонт (М) залегает на глубине 5.—65 км, от Закарпатья к Карпатам он резко погружается по Закарпатскому разлому. Глубины максимальны под Предкарпатским прогибом. В работе [90] приведены данные, позволяющие рассматривать описанные горизонты как два разновозрастных раздела М: верхний — альпийский, и нижний — раннепротерозойский.

При переходе от Предкарпатья к Волыно-Подольской плите происходит подъем всех основных границ земной коры. От внутренней зоны Предкарпатского прогиба к внешней и далее в пределы платформы фундамент воздымается крутыми ступенями по серии разломов, некоторые из них прорывают всю земную кору. Разломы согласно погружаются на северо-восток под платформу. Дорифейский фундамент Волыно-Подолии, имеющий скорости порядка 6,0—6,25 км/с, воздымается в северо-восточном направлении и выходит на поверхность в районе г. Шепеговка.

К западу от субмеридионального Радеховского разлома фундамент сложен, по-видимому, раннепротерозойскими породами, к востоку — более древними образованиями. Блок, непосредственно примыкающий к Предкарпатскому прогибу, обладает мощностью земной коры около 50 км (восточная краевая часть раннепротерозойского «корня»). Северо-восточнее глубина раздела М составляет 40 м. В следующем блоке толщина коры порядка 42 км, здесь переходная зона имеет наибольшую мощность (около 10 км). В северо-восточной части Волыно-Подолии, вблизи Украинского щита, глубина до раздела М 40—42 км, мощность переходной зоны не превышает 4 км.

При истолковании аномалий физических полей региона Восточных Карпат наряду с сейсмической исходной являлась также геотермическая модель. Тепловой поток в Карпатах резко изменчив по площади. Величина глубинного теплового потока (Q) на западной окраине Волыно-Подольской плиты и в Предкарпатском прогибе составляет 40—45 МВт/м^2, в Складчатых Карпатах — 70—75, в Закарпатском прогибе — 90—95, в прилегающей части Большой Венгерской впадины — 100—105 МВт/м^2.

Различными методиками с учетом результатов ГСЗ для рассматриваемого региона вычислен фоновый тепловой поток радиогенной природы: 40—45 МВт/м^2. В платформенной части региона он хорошо согласуется с наблюденным. В Карпатах при сравнении фоновых и определенных значений Q выделяется аномалия глубинного теплового потока, величина которой возрастает от внешних частей геосинклинали к внутренним и достигает максимума (около 60 МВт/м^2) в области погребенного под Большой Венгерской впадиной Паннонского срединного массива.

Для создания тепловой модели необходимо выявить источник этой аномалии. Интерпретацией только выделенного возмущения этого сделать нельзя. Поэтому для достоверной интерпретации использовались данные по нескольким разнородным аномалиям, охватывающие практически всю геотермическую информацию по геосинклинальным областям мира [55]. Интерпретация аномалий для формального источника позволила выявить многие важные его параметры [55], сводящиеся к следующему. Источник с запасом энергии около 3×10^{14} Дж/м^2 появляется в подкоровом пространстве геосинклинали (вероятно, «всплывая» с глубин в первые сотни километров) за 20—25 млн. лет до проявления основных фаз складчатости. Он подымается вверх. Кровля его достигает глубины примерно 40 км, подошва—120 км. Длительность действия около 50 млн. лет. Граница источника, находящегося внутри геосинклинальной области, располагается примерно в

50 км от ее внешнего края. Полученные результаты позволили перейти к интерпретации реальных источников, так как появилась возможность ориентировочно оценить область поиска их параметров. Реальным источником тепла считается некоторый объем вещества недр. Оценки плотности энергии, необходимой для создания аномалий, в сопоставлении с возможными энергетическими эффектами различных гипотетических процессов в мантии и распределением температур по глубине в ней позволяет утверждать, что наиболее вероятный механизм образования источника — подъем вещества из глубин мантии в подкоровую зону. Этот процесс может происходить различным образом, формируя источники тепла разного характера. В соответствии с возможными явлениями в мантии выделяются некоторые общие классы источников. По характеру выноса энергии они подразделяются на источники, выносящие всю энергию сразу (I класс) и пополняющиеся порциями энергии (и вещества) в процессе действия (II класс). Источники могут быть эффективно неподвижными и перемещающимися. По состоянию вещества внутри источника, которое сказывается на характере тепловыделения, различаются эффективно-твердые источники (в них конвекция не создает значительного выноса тепла за пределы объекта) и эффективно-жидкие (в них конвекция создает существенную часть теплогенерации). Внутри эффективно-твердых источников вполне возможно частичное плавление вещества и его относительно низкая вязкость (соответствующая обычно принимаемой для астеносферы). Анализ эволюции источников показал, что в наиболее вероятных случаях эффективно-жидкие источники за 10 млн. лет превращаются в эффективно-твердые, температура в них устанавливается вблизи солидуса породы. В связи с этим анализ аномалий проводился для эффективно-твердых неподвижных и перемещающихся объектов I и II классов.

Методика интерпретации аномалий, позволяющая получать параметры источника с учетом погрешности определения аномалии и ее истолкования в рамках принятой модели, принципиально не отличалась от использованной для формального источника. Полученные результаты показывают, что объяснение всех аномалий возможно только при перемещающемся источнике II класса. Он зарождается на глубинах 250—400 км и перемещается вверх до 70 ± 20 км, где появляется за 20 ± 10 млн. лет перед основной складчатостью. Затем следует этап медленного «всплывания» в течение 80 ± 10 млн. лет, в конце которого кровля источника оказывается на глубине 40—50 км. В течение этого этапа источник получает «подкачку» энергией и веществом. В результате температура кровли, несмотря на значительный вынос тепла к поверхности, изменяется мало — в пределах 100—200° С. Толщина объекта, вероятно, постепенно увеличивается, достигая значительной величины ($140 \pm \pm 40$ км). После прекращения «подкачки» источник начинает остывать, аномалия теплового потока сокращается. Горизонтальное перемещение источника («растекание» от центральных частей геосинклинальной области к периферийным) могло быть только относительно быстрым, со скоростью 0,5—1,0 см/год, и завершиться через 20—40 млн. лет после появления источника в подкоровом пространстве.

Описанный реальный источник относится к некоторой типичной «среднестатистической» геосинклинали. Что касается Карпат (возраст складчатости 25 млн. лет), то источник здесь действует примерно 50 млн. лет в фазе «подкачки» с глубиной верхней кромки около 60 км. Внешний край его находится в 40—50 км северо-восточнее Закарпатского разлома, противоположное ограничение — далеко за пределами рассматриваемого района. Мощность источника можно оценить в 70 ± 20 км. Источник с указанными параметрами вызывает определенные аномальные температуры в недрах. Суммируя их с фоновыми, получаем современное распределение температур на глубинах до 60—70 км, т. е. тепловую модель региона. Как видим, наблюдается резкое различие между его северо-восточной (где нет источника) и юго-западной (над источником) частями с максимальным перепадом температур в 1200° С на глубине 60 км.

Тепловая модель, несмотря на ее очевидную приближенность, позволяет выделить ряд объектов, которые должны вызывать аномалии различных физических полей. В области источника на глубине более 35—40 км возможно частичное плавление вещества пиролитовой мантии, температура выплавления ба-

зальта на этих глубинах около 1300° С. Однако по современным представлениям, мантия до глубины 100—150 км может быть полностью лишена «базальтовой» составляющей [58], в веществе же источника тепла, поднявшегося с глубины более 250 км, наличие «базальтовой» составляющей вполне возможно. Поэтому в источнике тепла на глубине более 60 км должен присутствовать частично расплавленный материал, наличие которого должно отмечаться геоэлектрическими исследованиями в виде повышенной проводимости и сейсмическими — в виде зоны пониженных скоростей.

Вторая зона, вероятно частичного плавления, располагается в коре. Здесь, в пределах «гранитного» слоя, расплав может быть на глубине изотермы 650° С и в основании земной коры, где наблюдается волновод ($v_{пл}$ = 6,4 км/с). Глубинные разломы, пересекающие выделенные зоны расплава, являлись, очевидно, подводящими каналами магмы, обеспечившими вулканизм Выгорлат-Гутинской гряды и Береговского холмогорья. Согласно расчетам, зоны плавления возникли 20—30 млн. лет назад.

Резкое изменение глубины изотермы Кюри в пределах региона (от 10—15 км на западе до 65—80 км на востоке) должно обусловливать возникновение интенсивной аномалии магнитного поля. Высокие температуры в источнике тепла и прилегающих к нему объемах пород, гораздо большие, чем на тех же глубинах в северо-восточной части региона, должны были привести в районе источника к существенному разуплотнению вещества мантии и низов коры. Используя перепады температур и коэффициенты объемного температурного расширения горных пород (?), можно показать, что в районе теплового источника должен существовать крупный объект с относительно пониженной плотностью, обусловливающий интенсивную отрицательную гравитационную аномалию. Кромка объекта залегает на глубине около 10 км, на глубине 60 км разуплотнение максимально (около 0,12 г/см³), далее к подошве источника величина ρ уменьшается.

Гравитационная модель литосферы Восточных Карпат рассчитывалась на основе данных ГСЗ и геолого-геофизических материалов о приповерхностных частях земной коры. Поле силы тяжести характеризуется широким минимумом, приуроченным к Предкарпатскому прогибу, и положительными значениями в районах Волыно-Подольской плиты и в Закарпатье. Как было указано, сейсмическая модель свидетельствует о дискретно-градиентном увеличении скорости с глубиной. Поэтому можно предположить, что наилучшая аппроксимация будет достигнута гравитационной моделью с градиентными изменениями плотности, различными в разных слоях и блоках, небольшими скачками на границе М и некоторых других сейсмических разделах. Плотностная характеристика раздела М, судя по сейсмическим данным, в разных частях региона различна; изменение плотности на этом разделе в районах Волыно-Подольской плиты и Закарпатья составляет 0,1 г/см³, вблизи Предкарпатского прогиба наблюдается переходная зона кора — мантия мощностью до 10 км, в ней плотность постепенно возрастает до 3,3 г/см³. Под Карпатами учтены два раздела М: верхний, альпийский (К — М), с изменением плотности от 3,15 до 3,20 г/см³, и нижний, раннепротерозойский (М), с перепадом значений от 3,25 до 3,3 г/см³.

Описанная модель получена в результате расчета нескольких вариантов, отличающихся деталями геометрии границ и распределения плотностей (рис. 59, *б*). Гравитационный эффект принятой для расчетов оптимальной модели (кривая $\Delta g_{p_{3x}}$ хорошо совпадает с наблюденным полем в восточной и центральной частях рассматриваемого региона. В Закарпатье расчетные значения численно не увязываются с наблюденным полем (до 180 мгал) и данными других геофизических методов. Область несоответствия модельной и наблюденной кривых совпадает с зоной повышенного теплового потока и указывает на разуплотнение материала низов земной коры и верхов мантии вследствие высоких температур (см. выше). Суммарное гравитационное влияние расчетной плотностной модели (кривая $\Delta g_{p_{3x}}$) и зоны разуплотнения в земной коре и верхней мантии Закарпатья хорошо совпадает с наблюденным полем.

При моделировании магнитного эффекта глубинных зон Карпатского региона использована методика оценки намагниченности нижней части коры [54]. Средняя намагниченность «гранитного» слоя была принята, в соответствии с данными по Украинскому щиту, равной 500 ×

$\times 10^{-6}$ СГС, а «базальтового» слоя — от $1400 \cdot 10^{-6}$ до $4000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Расчеты показали, что наблюденному *полю наилучшим образом* соответствует значение $2000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Естественным нижним ограничением магнитоактивной толщи является изотермическая поверхность Кюри магнетита. В пределах Волыно-Подольской плиты она располагается ниже раздела М, следовательно возможно, что верхняя мантия здесь намагничена. Для Украинского щита такая возможность установлена для переходной зоны между корой и мантией. В качестве исходных данных использованы непосредственные абсолютные наблюдения *T*- и *H*- составляющих и вычисленная по ним *Z*-составляющая. Аномальные значения вычислены с использованием поля относимости, полученного в результате сферического гармонического анализа данных модульной магнитной съемки со спутника «Космос-321».

Сопоставление результатов моделирования с исходными кривыми аномального поля показало, что для модели, учитывающей действие глубинного источника тепла, расчетное поле морфологически близко к наблюденному. Это позволяет рассматривать принятое соотношение величин намагниченности как первый вариант магнитной модели земной коры и верхней мантии, характеризующийся перепадом глубин до изотермы Кюри от 15—20 до 60—80 км. Вариант магнитной модели, не учитывающий действие теплового источника, дает расчетное поле, морфологически резко отличное от наблюденного. Для кривых *28* и *29* (рис. 59) величина расхождения составляет соответственно 400 и 200 гамм. Эти величины определяют «магнитный эффект» карпатского теплового источника.

Данные магнитовариационного профилирования и МТЗ свидетельствуют о существовании под Карпатами протяженной региональной аномалии электропроводности. Глубина до центра аномального проводника по МВП на III, V и VI международных профилях ГСЗ не превышает 20 км. По МТЗ глубина верхней кромки аномалии составляет 15—20 км. Аномалия, таким образом, является глубинной, коровой. Ее природу можно объяснить частичным плавлением пород. Это хорошо увязывается с данными геотермики по району Закарпатского разлома.

Неожиданно поведение электрического поля на длинных периодах над коровой аномалией, где электрическое поле увеличивается в несколько раз. Кривая магнитотеллурического зондирования над осью аномалии показывает, что аномальное увеличение электрического поля свойственно только вариациям с периодом более нескольких минут. Единственное объяснение этого явления заключается в резкой концентрации аномальных токов, в несколько раз превышающей концентрацию, возможную для двумерного проводника.

Интересной особенностью геомагнитных вариаций в Восточных Карпатах является очень медленное убывание аномального поля бухт в северо-восточном направлении. Это указывает на наложение дополнительного аномального поля от более глубокого, чем коровый источника. Из аномального поля, наблюденного вдоль профиля северо-восточного простирания, была вычтена часть, соответствующая коровой аномалии. Остаточное поле соответствует эффекту от выклинивающегося проводящего слоя, находится в 30—40 км северо-восточнее оси коровой аномалии и примерно совпадает с краем теплового источника.

По совокупности приведенных экспериментальных и модельных данных может быть предложен единый глубинный механизм формирования рассмотренных структур Карпатского региона, удовлетворительно объясняющий его геологическую историю, строение и распределение в нем физических полей. Надо полагать, что в верхней мантии на глубине 250—400 км под районом современной Большой Венгерской впадины около 50 млн. лет назад (в палеогене) в результате фазовых, полиморфных или других преобразований вещества [97] возник глубинный источник тепла с запасом энергии около 3×10^{14} Дж/м^2. С этого момента началось его «всплывание», которое сопровождалось «подкачкой» с глубин дополнительных порций энергии и вещества. В принципе такой объект не отличается от астенолита или восходящей ветви конвекционной ячейки. Со временем по мере проникновения в менее плотные горизонты мантии движение вверх замедлялось. В настоящее время кров-

ля источника находится на глубине около 60 км при предполагаемой его вертикальной мощности в 60 ± 20 км. В то же время в верхней части астенолита происходило весьма быстрое (0,5—1,0 см/год) горизонтальное «растекание» разогретых масс, сопровождавшееся опусканием на глубину относительно холодных и плотных пород мантии взамен поднявшихся разогретых.

Подобная картина движений напоминает конвективную ячейку, однако полностью таковой не является, поскольку течение должно остановиться после полуоборота вещества в ячейке. Действительно, после подъема разогретого вещества и компенсационной замены его на глубине холодным причина, порождающая движения, исчезает. Рассмотренный механизм наиболее близок к адвекции [13], однако более правильно назвать его полиморфно-адвекционным, имея в виду начальный процесс, инициирующий движение и сопровождающие его на последующих стадиях неоднократные преобразования вещества.

Под действием описанного глубинного механизма земная кора Карпатского региона претерпела чрезвычайно глубокие преобразования: в результате возникли следующие особенности глубинного строения региона [107]: 1) раздел М наиболее опущен под Предкарпатским прогибом и Скибовой зоной Карпат, глубины закономерно уменьшаются к Большой Венгерской впадине, где достигают минимальных значений; 2) раздел Конрада наиболее погружен под Предкарпатским прогибом; 3) поверхность «гранитного» слоя наиболее опущена под Внутренней зоной Предкарпатского прогиба; 4) основные границы земной коры на Волыно-Подольской плите и в Карпатах залегают в общем согласно; 5) мощность «базальтового» слоя под Большой Венгерской впадиной резко сокращена; 6) глубинные разломы вдоль юго-западного ограничения Восточно-Европейской платформы погружаются на северо-восток, под платформу; 7) разломы во Внешних Карпатах, по геологическим данным, падают на юго-запад; 8) флишевые толщи Внешних Карпат надвинуты на северо-восток, в сторону Предкарпатского прогиба, причем степень надвигания возрастает по мере приближения к прогибу; 9) в Большой Венгерской впадине и Закарпатском прогибе широко развиты магматические породы преимущественно основного состава, в то же время для Предкарпатского прогиба и Флишевых Карпат они не характерны.

На конечном этапе подъема астенолита, а затем его растекания в земной коре региона, очевидно, возникли растягивающие тангенциальные напряжения [107], которые привели к образованию в неогене Большой Венгерской впадины и Закарпатского прогиба. Компенсационные подъему астенолита опускания концентрировались, вероятно, вдоль внешнего края Карпатской складчатой дуги и Предкарпатского прогиба. Растяжение, сопровождавшееся прогибанием фундамента, привело к растрескиванию земной коры и образованию зон пониженного давления. Это обусловило обильный вулканизм внутренних зон Карпатского региона. Береговский и особенно Закарпатский глубинные разломы относятся к указанным нарушениям. Они вскрыли глубокие магматические очаги и тем самым стимулировали вулканизм Выгорлат-Гутинской гряды и Береговского холмогорья. Масштабность Закарпатского разлома позволяет предположить, что его «корни» расположены непосредственно в теле глубинного астенолита.

Тангенциальные напряжения привели к растяжению земной коры под Большой Венгерской впадиной и одновременно перемещению ее вещества в сторону прилегающей платформы. Разломы, по которым в Восточных Карпатах это перемещение было наиболее существенным, приобрели падение в сторону впадины, выраженное тем больше, чем дальше от нее они располагались. Латеральное движение масс земной коры должно было встретить сопротивление со стороны Восточно-Европейской платформы. Тангенциальное сжатие у ее края совместно с действием нисходящей адвекционной ветви привело к погружению на глубину суженного кверху клинообразного блока земной коры. Вместе с опустившимся блоком погрузились разделы Конрада и М, а также поверхность фундамента. В результате именно здесь сейчас наблюдаются наибольшие глубины до этих поверхностей. Вследствие латерального нагнетания материала земной коры со стороны Большой Венгерской впадины и Закарпатья и его скучивания в этом месте резко увеличена мощность нижних

слоев коры. Погружение фундамента привело к образованию узкого Предкарпатского прогиба, на который надвигались флишевые толщи Карпат. Он, таким образом, возник в результате сжатия земной коры. Поскольку Предкарпатский прогиб и прилегающая к нему часть Карпат испытывали сжатие и расположены над сравнительно охлажденной нисходящей адвекционной ветвью, им не свойственны магматические проявления.

Предложенный полиморфно-адвекционный механизм образования структур Карпатского региона основанный на подъеме разогретого глубинного астенолита, его растекании и вызываемых этим в земной коре тангенциальных напряжениях, хорошо объясняет дугообразный изгиб Карпат в плане, асимметрию «корней» Карпат и Динарид, закономерно смещенных соответственно на северо-восток и юго-запад относительно осевых частей этих горных сооружений, а также повсеместно наблюдаемое в Карпатах и Динаридах движение горных масс в сторону от Паннонского массива. Действие этого механизма еще не закончено, он продолжает создавать весьма интенсивные поля напряжений механической и тепловой природы, разрядка которых проявляется в сейсмичности, современных движениях земной коры и др. Предложенная интерпретация объясняет всю совокупность геофизических и геологических данных по Карпатскому региону и показывает, что привлечение к нему идей новой глобальной тектоники не обязательно.

ДИНАРИДЫ

Основные геологические характеристики Динарид. Динарские Альпы или Динариды представляют собой единую складчатую систему и охватывают почти всю юго-западную часть Югославии. Динариды образовались вследствие тектонических движений, достигших максимальной интенсивности в середине третичного периода. При этом произошли и радиальные перемещения вдоль линий нарушений. В конце третичного — начале четвертичного периода произошло новое более интенсивное поднятие гор в этом регионе.

По составу Динариды можно разделить на три части: прибрежную, в которой доминируют меловые и эоценовые известняки и флиш; центральную, состоящую в основном из известняка и доломита, и северо-западную, где преобладают палеозойские и различные изверженные породы. В северной части старые породы покрывают породы Паннонского бассейна. Динариды имеют весьма сложное строение.

Литолого-стратиграфическая характеристика серии осадочных отложений по их возрасту:

Пермокарбон: сланцы и галогенные породы

Триас: верфенские сланцы и мергели, флиш, рабельские мергели и галогенные породы.

Юра: мел и галогенные породы.

Третичный период: флиш, мергели и глины.

Самыми древними в этом регионе являются породы карбона и перми. Это известняки, глинистые сланцы, галогенные породы, конгломераты, песчаники и т. д.

Породы нижнего триасового периода — это в основном грубо кластические отложения, хотя имеются и карбонные породы.

Средний триасовый период состоит из различных фаций: преобладают доломиты и известняки, но имеются и кластические и флишевые отложения (конгломераты, песчаники, мергели), кремни и туффиты.

Верхний триасовый период преимущественно развит в известняковой доломитной фации, в то время как в нижних частях можно выделить известняково-мергельную (Рабель), известняково-доломитную и галогенную фации.

Породы юрского периода состоят преимущественно из известняков и доломитов. Эта фация однородна во всей области.

Меловые отложения покрывают наибольшую часть внешней зоны Динаридов. В этих отложениях выделяются известняково-доломитная, галогенная и флишевая фации.

Третичные отложения присутствуют на ограниченных поверхностях. Они были отложены в эоцене, олигоцене и неогене. Под Адриатическим морем третичные отложения имеют значительно большую толщину.

Физические характеристики. При обработке данных о скорости и плотности использовались статистические методы. Результаты показаны на рис. 62. Дана

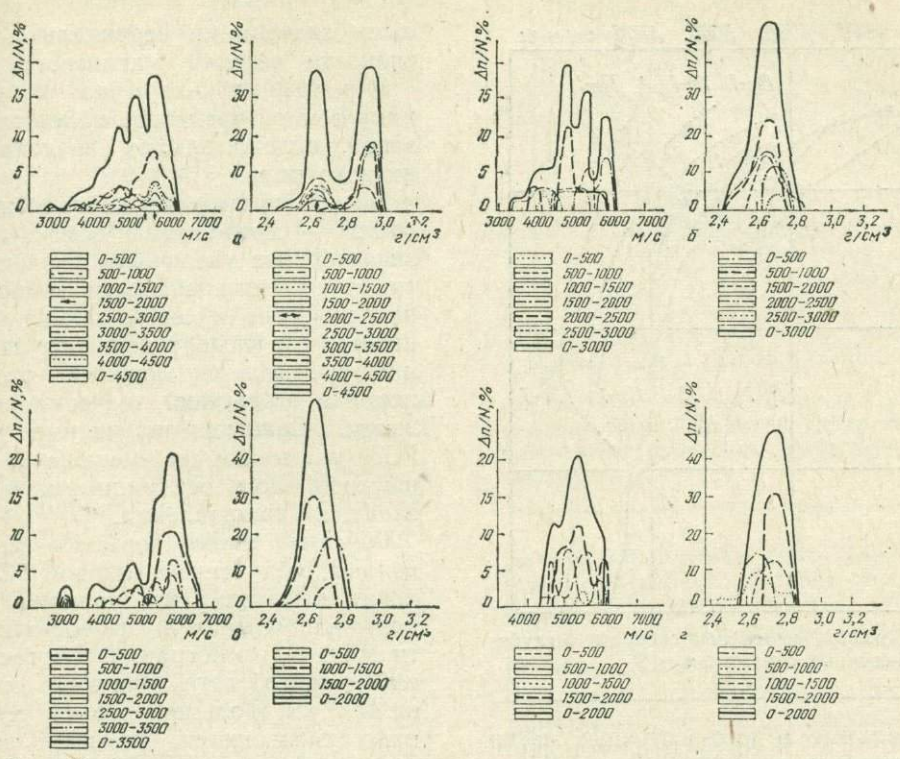


Рис. 62. Вариационные кривые распределения скорости и плотности по скважинам: *а* — Мо — 1; *б* — Br — 1; *в* — Gr — 1; *г* — Nž — 1.

вариационная кривая для всей скважины и особая — для каждого интервала глубины 500 м. Образцы измерения скорости и плотности получены из скважин Мо-1, Бг-1, Гр-1, Нж-1, Ус-1. На рис. 63 показана кривая скорости, измеренная в скважинах Мо-1, Бг-1, Ви-1, Тк-1.

На основании указанных данных определены самые вероятные интервалы изменения скорости и плотности для различных пород Динарид. Результаты, полученные согласно литологическому расчленению разреза, приведены ниже:

Аллювиальные отложения		1200—1500
Эоценовый флиш	2,65—2,75	3000—4500
Старые кластические породы	2,65—2,75	5400—6100
Породы известняково-доломитной серии	2,60—2,75	4800—6500
Галогенные породы	2,95—3,00	5500—6500

Характеристики поля силы тяжести. Область Динарских Альп характеризуется зоной очень низких значений гравитационного поля. Она простирается от Цриквеницы к юго-востоку через Лиеву-Риеку и далее в Албанию и характеризуется наименьшим значением силы тяжести в пограничной югославско-албанской области. Эта зона в геологическом отношении соответствует переходной области между Внутренними и Внешними Динаридами и отличается наибольшей толщиной земной коры, полученной по данным глубокого сейсмического зондирования.

Ось средних значений абсолютной высоты не совпадает с гравитационным минимумом. Это, вероятно, следствие изменений физических характеристик породного комплекса при проходе из Внешних Динарид к Внутренним.

В граничной области Динарид в направлении Паннонского бассейна характер поля силы тяжести меняется. Изогаммы резко поворачивают от Динарид, образуя разнородную конфигурацию.

В северо-западном направлении упомянутый гравитационный минимум проходит через пояс высших значений силы тяжести на линии Риека — Любляна в зону очень низких значений силы тяжести, которая продолжается в Австрии и соответствует области Альпидов.

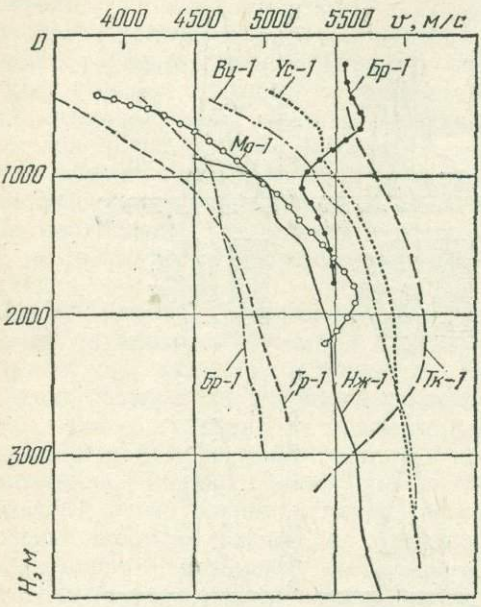


Рис. 63. Примеры изменения скорости с глубиной в разведочных скважинах.

Центральные и юго-восточные части Адриатического моря отличаются высокими значениями силы тяжести. В этих областях толщина земной коры наименьшая.

Характеристики магнитного поля. На магнитной карте зона низких значений вертикальной интенсивности земного магнитного поля соответствует области Динарид. Ось этой зоны приблизительно параллельна оси зоны низких значений гравитационного поля, но немного сдвинута к северо-востоку.

Характер магнитного поля изменяется в граничной области Динарид в направлении Паннонского бассейна. Появляется зона разнородной конфигурации с положительными и отрицательными значениями вертикальной интенсивности земного магнитного поля.

В районе от о-ва Крка к Дубровнику земное магнитное поле отличается зоной положительных значений магнитного поля.

По оси минимума в направлении юго-восток — северо-запад замечается незначительное увеличение значений вертикальной интенсивности земного магнитного поля к северо-западу. Это означает, что вдоль указанного направления уменьшается мощность осадочных пород и возрастают значения силы тяжести. Данные, полученные методом ГСЗ, указывают на уменьшение толщины коры вдоль оси минимума в северо-западном направлении.

Описание земной коры. На основании данных, полученных методом ГСЗ, приходим к выводу, что толщина земной коры наибольшая в юго-восточной части Динарид, в пограничной югославско-албанской области. Она здесь составляет 47,7 км. Толщина коры к северо-западу уменьшается, достигая наименьшей своей величины (27 км) в юго-восточной части Адриатического моря. Проходя от области Динарид в область Паннонского бассейна, толщина коры также уменьшается.

Граница консолидированной коры самая глубокая в центральной части Динарид вдоль линий Титоград — Ливно и достигает 10 км. Граница становится мельче в направлении северо-восток и юго-запад. Вдоль этой линии, немного к северо-востоку, простирается зона самых низких значений вертикальной интенсивности земного магнитного поля.

Широко распространенное мнение о взаимозависимости средней высоты некоторой области и толщины коры может

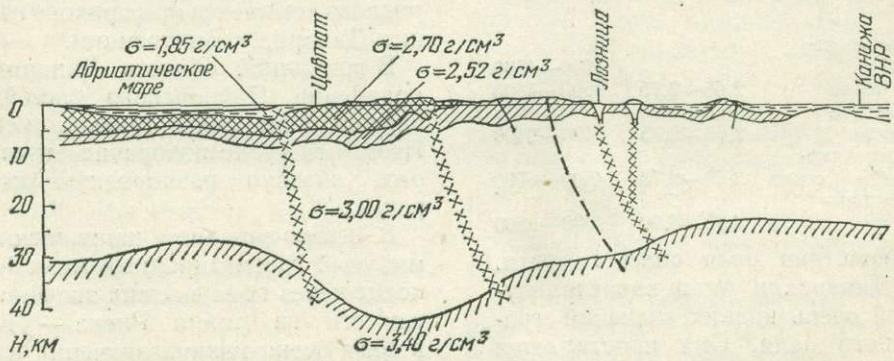


Рис. 64. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю Адриатическое море — Канижа.

быть только частично подтверждено, если оно относится к области Динарид.

Средняя высота области Внешних Динарид меньше, чем Внутренних, а толщина коры Внешних Динарид значительно превышает таковую Внутренних Динарид (рис. 64). Гипотезу Эри в этом случае применить нельзя. Из указанного выше следует, что в коре существуют некоторые вариации ее толщины в области Динарид, что соответствует гипотезе Эри, но имеет место и вариация ее в средней плотности коры, что соответствует гипотезе Прата.

СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГОСЛАВИИ

Территория Югославии как составная часть альпийской геосинклинальной области имеет сложное геологическое строение. В ее пределах сочленяются несколько крупных геотектонических блоков (Валахская плита, Карпатско-Балканская орогенная зона, Паннонский массив, Сербско-Македонский срединный массив с Динарско-Хелетинской орогенной зоной и Адриатический массив), что подтверждается данными ГСЗ [95].

При решении проблемы сейсмогенных регионов использованы сейсмологические и геотектонические данные, содержащиеся в монографии «Изучение сейсмичности Балканского полуострова» и других литературных источниках.

Информация о сейсмологических явлениях на территории Югославии охватывает период приблизительно в 1600 лет, причем старые данные скорее описательные, нежели количественные. Все имеющиеся факты подтверждают вывод об исключительно тектоническом происхождении сильных землетрясений (магнитудой больше 5 баллов по шкале Рихтера) и о постоянном распределении очагов. Поэтому считаем необходимым рассмотреть вопрос о неотектоническом строении Югославии.

Обзор неотектонического строения. Неотектоническое строение Югославии мало отличается от ее геотектонического деления. Существенным критерием выделения неотектонических структур, а этим самым и крупных единиц, является их мобильность от миоцена до настоящего времени. Этот критерий позволяет отдельным неотектоническим структурам или единицам захватывать и геотектонические разнородные элементы, что особо выражено в граничных частях между геотектоническими элементами.

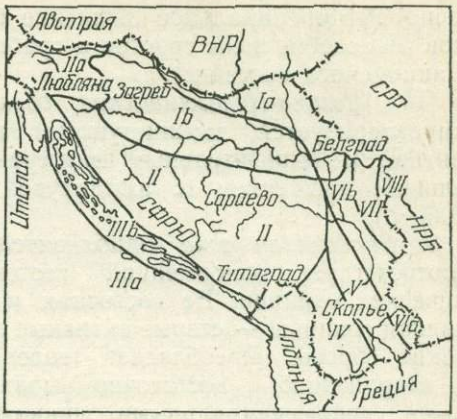


Рис. 65. Схема неотектонического районирования территории Югославии. Цифры на схеме соответствуют различным неотектоническим областям.

На схеме неотектонического районирования Югославии, составленной на основании использования упомянутого критерия (рис. 65), показаны следующие крупные районы:

I. *Паннонский бассейн* разделен на две зоны: Ia — Паннонский блок с относительно незначительными дифференциальными движениями; IIб — зона горстов и грабенов, в которой дифференциальные движения сильно выражены (амплитуды 2500—5000 м). Эта зона в неотектоническом отношении принадлежит к Паннонскому бассейну, а в геотектоническом — к Внутренним Динаридам.

II. *Динариды* — неотектонический мегаблок, проявляющий незначительную тенденцию к поднятию с небольшими дифференциальными движениями. В его крайней северо-западной части эта тенденция усиливается, дифференциальные движения становятся более выразительными. Для этого блока наиболее характерны структуры: Юлийские Альпы, Караванки, Савиньеские Альпы и Люблянская депрессия.

III. *Адриатический бассейн* аналогичен Паннонскому бассейну и разделен на две части: IIIа — пространство, в котором проявляется тенденция к незначительному погружению с небольшими дифференциальными движениями; IIIб — граничная область Адриатического бассейна и Динарид (Внешних Динарид), в которой ярко выра-

жено дифференциальное движение блоков (наподобие зоны горстов и грабенов Паннонского бассейна).

IV. *Шарско-Пелагоническая область* характеризуется доминирующим поднятием и выразительным дифференциальным движением (с амплитудой до 2000 м).

V *Вардарская зона* приблизительно соответствует одноименной геотектонической единице. Ее восточная и западная границы — старые активные глубокие сбросы. Преобладает тенденция к погружению с достаточно выраженными дифференциальными движениями блоков.

VI. *Средняя зона.* Ее границы совпадают с границами Сербско-Македонского массива как геотектонической единицы. На основании характеристик неотектонических движений эта зона разделена на две части: VIa — южная часть (Огражден — Галкидике), где преобладает тенденция к поднятию с сильно выраженными дифференциальными движениями блоков; VIб — северная часть, которой свойственна тенденция к погружению с также выраженными дифференциальными движениями блоков.

VII *Карпато-Балканиды.* Их границы совпадают с геотектоническими границами орогенной зоны того же названия. Они в целом проявляют тенденцию к поднятию с увеличением амплитуды с севера на юг. Нет выраженного дифференциального движения блоков.

VIII *Валахская депрессия* (Мизийская плита). На территорию Югославии заходит только небольшая часть этой депрессии, в которой имеется тенденция к погружению.

Внутри границ описанных неотектонических единиц имеются более мелкие (преимущественно разломные) неотектонические структуры, ориентация которых постепенно изменяется. Так, в крайней северо-западной части преобладают направления север-северо-восток — юг-юго-запад, в срединной (наибольшей) — северо-восток — юго-запад, а в восточной и южной — направления восток — запад.

Расположение очагов и их характеристики. Расположение очагов и их характеристики в Югославии в основном выражают общие закономерности неотектонического строения. Области, в которых установлено выраженное современное дифференциальное движение, одновременно являются и областями с очагами сильных землетрясений. Это районы Iб, IIа, IIIб, IV, V, VIa и VIб (рис. 65).

Глубина очагов землетрясения на территории Югославии свидетельствует и о современных напряжениях и местах освобождения энергии. Поэтому они очень важны для определения сейсмологических характеристик отдельных областей. Наибольшая часть территории Югославии имеет очаги глубиной 2—10 км. Глубинные пространства Югославии можно разделить на следующие активные зоны: 2—5 км — осадочный комплекс, в нем происходят местные неотектонические нарушения; 5—10 км — граничная зона между осадочным комплексом и консолидированной земной корой, которой достигают более интенсивные неотектонические нарушения; от 11 до 35—45 км — консолидированная кора, глубин которой достигают глубокие неотектонические разломные структуры; от 35—45 км и больше — область раздела Мохо и верхней мантии, места глубоких очагов землетрясений больших энергий, не связанных с неотектоническими разломными процессами.

Сейсмогенные зоны в Югославии и их характеристики. При выделении сейсмогенных зон учитывались те области Югославии, в которых появляются автохтонные очаги землетрясений магнитудой больше 5 баллов по шкале Рихтера.

С северо-запада на юго-восток располагаются следующие сейсмогенные зоны, объединяющие сейсмогенные структуры с подобными сейсмотектоническими характеристиками:

1) крайняя северо-западная часть Динарид (IIа) представляет собой восточное продолжение итальянской сейсмогенной зоны;

2) южная окраина Паннонской депрессии (Iб — зона горстов и грабенов);

3) граничная область Адриатического бассейна и Динарид (IIIб);

4) сейсмогенная зона Западной Македонии (IV);

5) сейсмогенная зона Западной (восточная часть Iб) и Центральной Сербии (крайняя восточная часть II и VIб);

6) вардарская зона (V);

7) сейсмогенная зона Южной Сербии и Восточной Македонии (VIa).

Общие закономерности сейсмогенных зон Югославии выражаются в том, что

в граничной области Адриатического бассейна и Динарид заметна непрерывность очагов землетрясений в направлении простирания главных гео- и неотектонических структур (северо-запад — юго-восток) с возрастанием магнитуд к юго-востоку, а в остальных сейсмогенных зонах имеется индивидуальное расположение очагов, подчиненное блоковому строению.

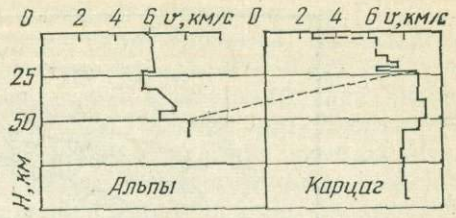


Рис. 66. Скорости интервалов, определенных в восточной части альпийского продольного профиля (*а*) и в районе Большой Венгерской низменности (*б*).

ПАННОНСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Паннонский бассейн представляет собой молодую депрессию, расположенную между восточной частью Альп, Карпатской дугой и Динарскими горами. Морфологические особенности бассейна и окружающих его структур находят отражение и в строении земной коры. На поверхности Паннонский бассейн обрамлен названными горными сооружениями, а на глубине — «корнями» этих гор.

Геологическое строение Паннонской депрессии характеризуется наличием мощной толщи меловых, третичных и четвертичных отложений, залегающей на гетерогенном фундаменте, мезозойскими и палеозойскими образованиями. Мощность толщи достигает местами 6—8 км. Образование бассейна сопровождалось значительной вулканической деятельностью: на ранней стадии имело место извержение базальтов, затем (в основном в миоцене — тортоне) — андезито-дацитов и риолитов. Молодые отложения Паннонского бассейна образовались после австрийского орогенеза. Строение бассейна осложнено наличием островных гор и глыб.

«Поверхность консолидированной земной коры» в Паннонском бассейне сложена породами разного возраста и разной степени метаморфизации. Вдоль поверхности физические параметры изменяются в значительной степени, поэтому этот раздел определен по геологическим соображениям (Кереши, 1964, 1970).

Сейсмический раздел, для которого характерна скорость 5,9—6,1 км/с, не совпадает с «поверхностью консолидированной земной коры». Во внутренней части Большой Венгерской низменности максимальная глубина залегания этого раздела определена около точки пересечения геотраверсов II и V. От прочих границ в коре первые вступления не получены, о поверхности Конрада имеются только спорадические сведения (Митух, Пошгай, 1972).

В пределах Паннонского бассейна от раздела М получены сильные характерные отраженные и преломленные волны. На критическом расстоянии наблюдались отражения с большой амплитудой. На большей части Паннонского бассейна от раздела М можно проследить два разделенных во времени вступления. В большинстве случаев второе из них интенсивнее первого. Продолжительность группы волн 200—300 мс. На поперечном профиле, пересекающем Задунайское Среднегорье (горы Баконь), энергия отражений, наблюдавшихся на критическом расстоянии, сравнительно небольшая. Здесь в интервале времени около 2,5 с зарегистрировано несколько вступлений от раздела М, свидетельствующих, по-видимому, об изменении строения границы М даже под сравнительно невысокими горами (500—700 м).

По данным наблюдений методом отраженных волн в земной коре Большой Венгерской низменности предполагается (Пошгай, 1975) наличие зоны инверсии скорости. Подобная зона вблизи границы М выделена при интерпретации альпийского продольного профиля (Миллер, 1976) в его восточной части (рис. 66, 67). Это подтверждает данные о существовании зоны инверсии скорости в земной коре Венгрии.

Возможно, зона инверсии скорости вблизи границы М по физическим и химическим свойствам нестабильна. Скорость в зоне с глубиной возрастает. Это дает возможность предположить увеличение количества пачек с большой скоростью.

Данные наблюдений позволяют заключить, что описываемая толща в основании коры под горами Баконь более

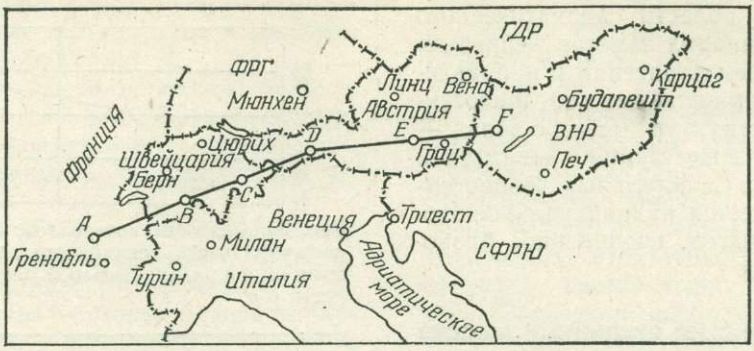


Рис. 67. Участок профиля определений скоростей в Альпах и в Большой Венгерской низменности.

мощная, чем под Большой Венгерской низменностью. Вероятно, в этих двух районах мощность и распределение пачек в основании коры различны, что сказывается на сейсмической картине и амплитудах волн. Тонкие пачки в зависимости от их мощности при отражениях под большим углом обладают спектральными свойствами (Фукс, Шульц, 1976). От плотности распределения пачек зависит величина градиента скорости, что влияет на амплитуду отраженных волн.

Требует глубокого изучения контакт кора — мантия, поскольку свойства и особенности его еще недостаточно известны. Майснер в 1973 г. вблизи границы М обнаружил переходную зону с увеличивающейся с глубиной скоростью, сложенную, по его мнению, из высокоскоростных линз и пачек, залегающих в среде с меньшей скоростью. Пониженные скорости Майснер объяснял присутствием расплавленного вещества, в котором очаги кристаллизации, интрузивы или отделившиеся от мантии комки представляют отражающие линзы. Линзообразная структура

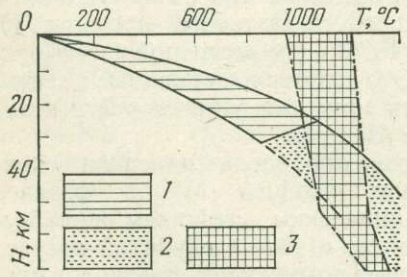


Рис. 68. Распределение температуры в земной коре под Паннонским бассейном:

1 — по данным Чермак, Печова и Прауса; *2* — диапазон расплавления по базальту и эклогиту (Иодер и Тилли. 1962); *3* — по пиролиту (Кларк и Рингвуд, 1964)

может быть только кажущейся и является результатом несовершенства аппаратуры и методики.

Геотермические условия в Паннонском бассейне таковы, что частичное расплавление пород на глубине границы М можно считать вероятным. Вблизи границы М температура составляет 800—1100° С (рис. 68).

Под мезозойскими горами Баконь увеличивается мощность не только коры, но и изучаемой зоны перехода, что указывает на возможность «скольжения» раздела М по вертикали. Можно предположить, что изучение переходных зон позволит судить о ранних стадиях образования гор и выявить положение границы М на разных этапах развития.

На основании сейсмических и сейсмологических наблюдений в мантии под Паннонским бассейном можно ожидать наличие слоев с большой продольной скоростью (порядка 9 км/с). Вероятно, литосфера здесь имеет большую плотность, а это способствовало образованию бассейна.

Из сравнения данных сейсмических, сейсмологических и магнитотеллурических исследований следует, что глубина до астеносферы составляет около 60 км, что соответствует наблюдаемым под Паннонским бассейном небольшим мощностям коры и аномальным термическим условиям.

При изучении гравитационного поля Паннонского бассейна необходимо учитывать положение астеносферы. После исключения влияния молодых отложений среднее значение аномалии Буге в Паннонском бассейне составляет +35 млг (Реннер, Штегена, 1966). Разница между средней мощностью коры

на континентах (33 км) и толщиной коры Паннонского бассейна (23—26 км) равна 8—10 км. Поскольку различие в плотности коры и верхней мантии составляет 0,4—0,5 г/см³, аномалия должна быть порядка 130—200 мгл. Штегена из этого сделал вывод, что верхняя часть мантии мощностью 20—30 км имеет плотность на 0,1 г/см³ меньше среднего значения. По имеющимся данным более вероятно, что гравитационная аномалия вызвана поднятием астеносферы.

Предполагая корреляцию между величинами скорости и плотности (Майснер, Веттер, 1976) и сравнивая значения скорости, определенные в верхней мантии других мест Европы и Азии (Алексеев, Мюллер, 1972), можно предположить, что плотность в верхней 30-километровой части мантии под Паннонским бассейном выше средней.

Приняв среднюю глубину первого слоя с хорошей проводимостью равной 80—85 км (Бистричань, 1972) и предположив отклонение плотности порядка 0,15 г/см³, получим аномалию порядка 130—170 мгл. Если дополнить эту величину упомянутыми редуцированными значениями аномалии Буге, можно объяснить компенсацию гравитационной аномалии, вызванной подъемом раздела М.

Из сказанного следует, что при интерпретации гравитационных аномалий необходимо учитывать влияние глубин, превышающих глубину до границы М. Такие исследования, проводимые и в верхней мантии, могут дать новые материалы для расчета изостатических аномалий.

БАЛКАНИДЫ

Балканиды — регион наиболее интенсивного проявления процессов альпийской складчатости, ограничен с севера Мизийской платформой (*I*), а с юга — Родопским (*II*) и Сербо-Македонским (*III*) массивами и сложен разнообразными по типу и генезису геологическими структурами: Стара-Планины (*1—2*), Предбалканья (*3—4*) и Среднегорья (*5—12*)* (рис. 69).

Стара-Планина, занимающая центральную часть Балканид, состоит из двух различных зон: Западной (*1*) и Восточной (*2*).

В строении тектонической зоны Западной Стара-Планины (*1*) участвуют два структурных комплекса: каледоно-герцинский, слагающий ядра антиклинориев, и альпийский, оформляющий их покровы и синклинальные структуры.

Главными структурными элементами Западной Стара-Планины являются Берковский и Шипченский антиклинории (*1*), при этом второй из них буквально «вклинивается» между Среднегорьем (*5—12*) и Восточной Стара-Планиной (*2*). Предполагают [6], что Балканская «геоантиклиналь» продолжается в восточном направлении в виде кордильер и далее трассируется на шельфе Черного моря.

Тектоническая зона Восточной Стара-Планины (*2*) в противоположность Западной сложена лишь породами альпийского структурного комплекса, сформированного в совершенно иной геодинамической обстановке. Она в целом представлена так называемым Лудокамчийским синклинорием, заполненным верхнемеловыми и палеогеновыми осадками и имеет покровно-складчатое и чешуйчатое строение.

Предбалканье (*3—4*), занимающее внешнюю часть Балканид, представляет собой узкий прогиб (или совокупность прогибов-трогов), сформировавшийся с юрско-нижнемелового вплоть до палеоцен-эоценового и неогенового времен. Заполняющие его осадки смяты в многочисленные узкие линейные складки, усложненные продольными тектоническими нарушениями.

С севера Предбалканский прогиб отделяется от Мизийской платформы Южномизийской системой разломов. На юге он ограничен известной Стара-Планинской дислокацией, являющейся приповерхностным выражением крупного регионального надвига, по которому Стара-Планина надвинута на Предбалканский прогиб.

Следует отметить многие общие черты геологического строения Восточного Предбалканья (*4*) и Восточной Стара-Планины (*2*) как в отношении времени осадконакопления, так и в характере тектонического строения.

Зона Среднегорья (*5—12*), расположенная между Родопским массивом и Балканскими горами, характеризуется сложным геологическим строением. В пределах этой узкой полосы установлены многочисленные рудные и неруд-

* Цифры в скобках обозначают отдельные блоки, указанные на рис. 69.

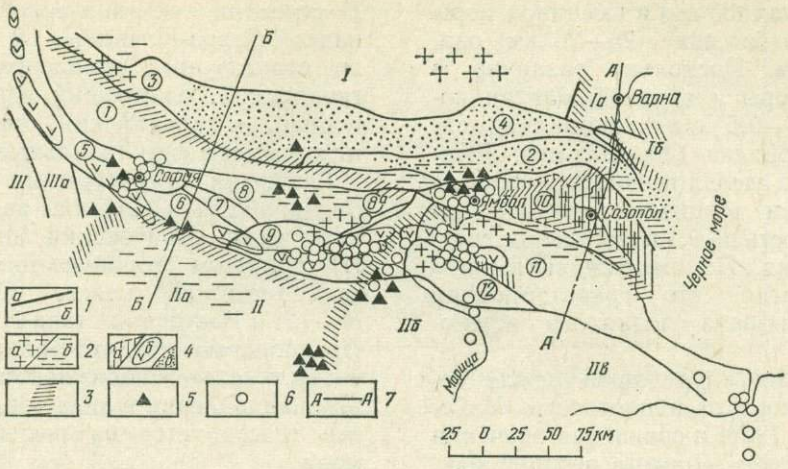


Рис. 69. Структурная схема Балканид с элементами геофизических полей:

1 — границы между тектоническими зонами (*а*) и составляющими их структурными элементами (*б*); *2—3* — гравитационные поля: *2* — основные положительные (*а*) и отрицательные (*б*) гравитационные аномалии; *3* — гравитационные ступени; *4* — элементы магнитного поля: *а* — зона интенсивных положительных и отрицательных магнитных аномалий Бургасской впадины связанных с андезито-базальтовыми излияниями; *б* — цепь магнитных максимумов связанных с поясом ларамийских неоинтрузий вдоль южной границы Среднегорья; *в* — зона спокойного магнитного поля отрицательного знака, характерного для Предбалканского прогиба и Восточной Стара-Планины; *5* — локальные тепловые аномалии (по Бояджиевой и др.); *6* — эпицентры землетрясений с магнитудой выше 3; *7* — линии геолого-геофизических разрезов

Тектонические зоны и их структурные элементы

Балканиды (цифры в скобках):

1—2 — Стара-Планина (*1* — Западная Стара-Планина; *2* — Восточная Стара-Планина); *3—4* — Предбалканский прогиб (*3* — западная; *4* — восточная части Предкарпатского прогиба); *5—12* — Болгарское Среднегорье (*5* — Софийский синклинорий; *6* — Ихтиманский антиклинорий; *7* — Панагюрский синклинорий; *8* — Центрально-Среднегорский антиклинорий; *8а* — Старозагорская полоса; *9* — Верхнефракийская наложенная впадина; *10* — Бургасская геосинклиналь; *11* — антиклинорий (массив) Страджи; *12* — Сакарский антиклинорий).

Структуры, обрамляющие Балканиды: I — Мизийская платформа (*Ia* — Варненская впадина; *Iб* — Нижнекамчийский прогиб); *II* — Родопский массив (*IIа* — Западно-Родопский массив; *IIб* — Восточные Родопы; *IIв* — Нижнефракийская наложенная впадина); *III* — Сербо-Македонский массив (*IIIа* — Краиштиды заложенные на восточной части Сербо-Македонского массива)

ные месторождения полезных ископаемых.

Среднегорье представляет собой молодое альпийское сооружение, сформированное на гетерогенном фундаменте. Северной и южной границами Среднегорья являются Забалканский и Марицкий глубинные разломы, соответственно разграничивающие его от тектонической зоны Стара-Планины и Родопского массива. Оно обычно подразделяется на Западное, Центральное и Восточное (*1*).

Пестрота геологического строения Балканид находит соответствующие отражения в геофизических полях. Гравитационное поле полосы Балканид определяется характером аномалии Буге для областей Мизийской платформы, с одной стороны, и Родопского массива — с другой. Первая из этих областей характеризуется, как правило, аномалиями положительного знака, вторая — отрицательного.

Таким образом, Балканиды расположены в зоне региональной гравитационной ступени от Мизийской платформы к Родопскому массиву (рис. 70). Это первая и основная особенность гравитационного поля, которая отражает соотношения глубинного строения блоков первого порядка. Гравитационные ступени более высокого порядка разграничивают Предбалканье и тектоническую зону Западной Стара-Планины, а также Среднегорье и Родопский массив.

Отмеченная выше общая региональная закономерность гравитационного поля не распространяется на Восточные Балканиды. Здесь Восточное Среднегорье вместе с Восточными Родопами составляют единую зону интенсивного гравитационного поля положительного знака (рис. 71). Рамой этой зоны являются гравитационные ступени Центрально-Родопская (с запада), Ямбольская (с северо-запада и севера) и Восточно-Бургасская (со стороны Черного моря) (рис. 69). Такой характер гравитационного поля имеет глубинную природу, так как упомянутые выше ступени секут совершенно разнотипные геологические структуры Восточного Среднегорья. Кроме того, такие совершенно

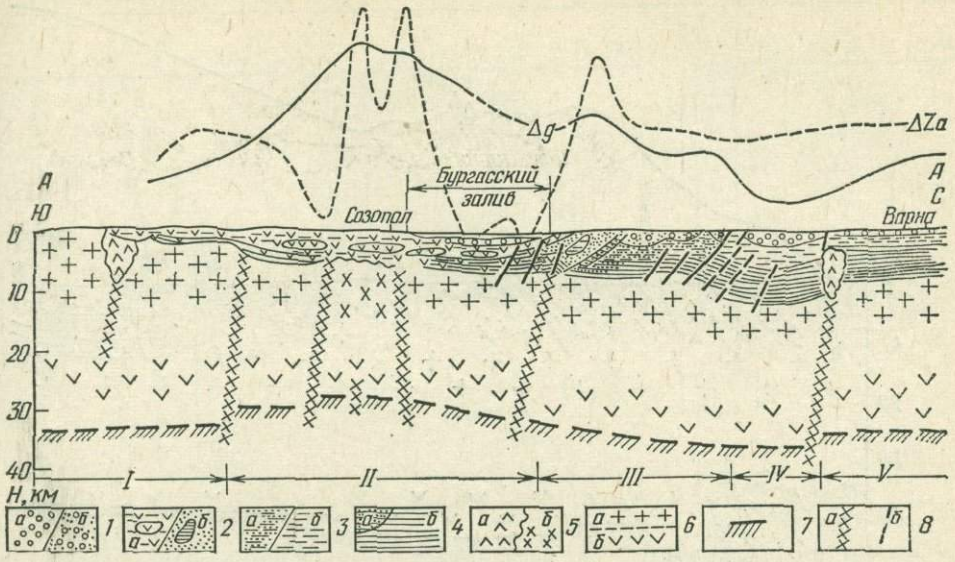


Рис. 70. Схематический геолого-геофизический разрез через Западные Балканиды:

1 — верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования Центрального Среднегорья на докембрийском основании и породах триасового возраста (*а*) и осадочный чехол складчатого основания Мизийской платформы и Предбалканской тектонической зоны (*б*); *2* — ларамийские неоинтрузии; *3* — палеозойское складчатое основание Предбалканской тектонической зоны; *4* — верхняя часть земной коры (*а*) с входящими в нее архейскими метаморфитами (*б*) и *южноболгарские среднегорские граниты (в)*; *5* — *нижняя часть земной коры*; *6* — *положение границы* M (M_1, M_2, M_3) — «многослойное» Мохо; *7* — разломы глубинные (*а*) и прочие тектонические нарушения (*б*).

Тектонические зоны:

I — Западнородопский массив; *II* — Центральное Среднегорье; *III* — тектоническая зона Западной Стара-Планины; *IV* — Западно-Балканская тектоническая зона; *V* — Мизийская платформа (ее южное перикратонное опускание).

различные тектонические зоны, как Прибалканский прогиб, Восточная Стара-Планина и Мизийская платформа, характеризуются сходным гравитационным полем.

Однако некоторые структурные элементы, слагающие тектонические зоны Балканид, находят соответствующие отражения в гравитационном поле. Так, Среднегорский антиклинорий (*8*) и западная часть Восточной Стара-Планины (*2*) характеризуются значительными минимумами силы тяжести, а Бургасская впадина—интенсивным максимумом.

Магнитное поле характеризует строение верхней части геологического разреза и проявление альпийского магматизма. На схеме (рис. 69) показаны только основные магнитные аномалии: зона интенсивного, знакопеременного магнитного поля, характерного для Бургасского района, и цепь магнитных максимумов вдоль южной границы Среднегорья. Первая из них отражает широкое распространение в Бургасской впадине андезитов, базальтов и интрузитов верхнемелового — палеоценового возраста, вторая — распространение так называемых ларамийских неоинтрузивов (*1*), внедрившихся по глубинным разломам на границе Среднегорья с Родопским массивом.

К северу от зоны интенсивного магнитного поля Среднегорья выделяется полоса спокойного поведения изодинам отрицательного знака, приуроченная к Предбалканскому прогибу и Восточной Стара-Планине, где распространены осадочные образования значительной мощности.

Сейсмические исследования в зоне Среднегорья проведены в незначительном объеме, главным образом в горных впадинах (Софийской, Верхнефракийской и Бургасской) с целью изучения подошвы третичных отложений.

Для изучения глубинного строения земной коры в Среднегорье в отдельных точках произведена регистрация волн на расстоянии 80—150 км от источника возникновения упругих колебаний (карьер Медет). Отдельные сейсмозондирования выполнены в Бургасском районе и на южном продолжении международного профиля II.

Результаты этих работ дают только первые представления о параметрах земной коры. Результаты обработки годо-

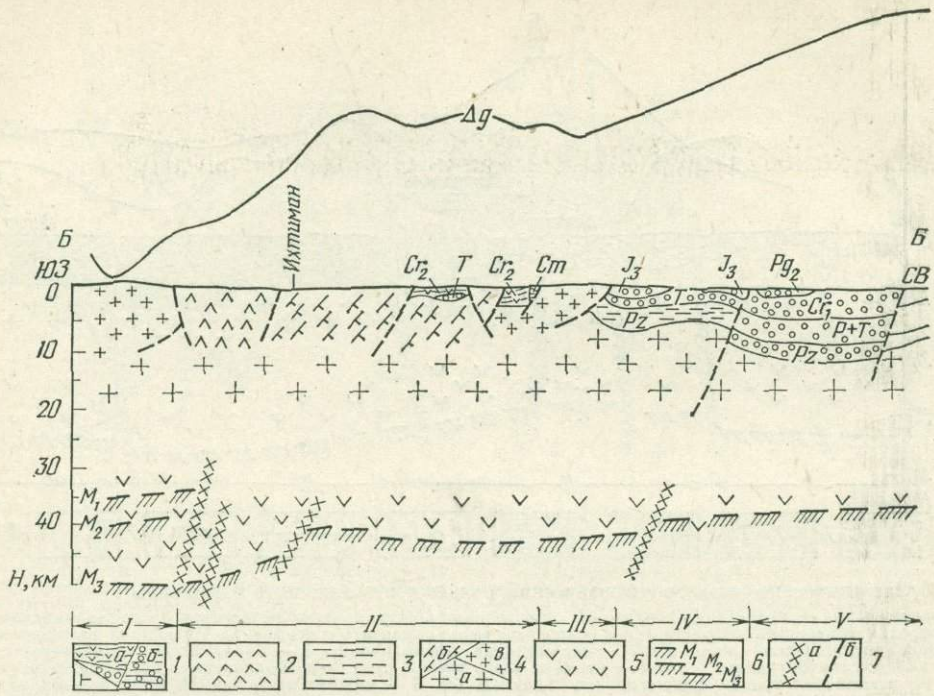


Рис. 71. Геолого-геофизический разрез через Восточные Балканиды:

1—4 — осадки третичного возраста молассового типа (*а*) и флишевые осадки палеогенового возраста тектонических зон Восточного Предбалканья — Восточной Стара-Планины (*б*); *2* — верхнемеловые образования вулканогенно-осадочного типа с пластообразными андезитовыми телами (*а*) и верхнемеловой флиш с олистростромами (*б*); *3* — меловые осадки флишоидного (*а*) и платформенного (*б*) типов (в зоне Восточной Стара-Планины флишевого состава); *4* — осадки палеозойского (*а*) и триас-юрского (*б*) возрастов; *5* — интрузивные породы среднего (*а*) и основного (Созопольский плутон) (*б*) составов; *6* — консолидированная кора с ее верхней (*а*) и нижней (*б*) частями; *7* — положение границы М; *8* — разломы глубинные (*а*) и прочие тектонические нарушения (*б*).

Тектонические зоны: I — Странджинский антиклинорий (массив); *II* — Бургасская «эвгеосинклиналь»; *III* — Восточная Стара-Планина и Восточное Предбалканье; *IV* — Нижнекамчийский предгорный прогиб; *V* — Варненская впадина

графов продольных волн на ЭВМ* по Бургасскому району (рис. 72) позволили осветить скоростной разрез до глубины 15—18 км. Полученные данные указывают на наличие в этом районе в основном градиентно-слоистой среды и слоев с пониженными скоростями в отличие от скоростных моделей по Родопскому массиву и Мизийской платформе (рис. 72, *а*, *в*), где градиент изменения скорости с глубиной значительно меньше.

Особенности глубинного строения зоны Балканид иллюстрируются на разрезах по линиям *А — А* и *Б — Б* (рис. 70, 71). В пределах Восточных Балканид (рис. 70) земная кора имеет наименьшую мощность (28—29 км) под Бургасской впадиной. В южном и северном направлениях от этого участка поверхность Мохо погружается до 34—35 км под Странджинским антиклинорием и 36—38 км — под Восточным Предбалканьем и Нижнекамчийским предгорным прогибом.

Район Бургасской впадины характеризуется наибольшей нарушенностью земной коры. Глубинные разломы, секущие всю земную кору, служили, видимо, каналами, по которым проникала магма в верхние слои коры (по данным работы [3], кровля астеносферы в этой зоне находится на глубине около 100 км), в результате чего образовалась мощная интрузивно магматическая формация в данном районе.

Разрез по линии *Б — Б* через Западные Балканиды (рис. 70) иллюстрирует изменение глубины залегания границы Мохо от 37 км на юге Мизийской платформы до 50 км в Западных Родопах, причем наиболее резкий перепад наблюдается в районе Марицкой зоны глубинных разломов (г. Ихтиман на рис. 71).

Приведенные данные о геологии и характере геофизических полей области Балканидов позволяют сделать следую-

* Обработка на ЭВМ осуществлена совместно с Ю. А. Бурмановым.

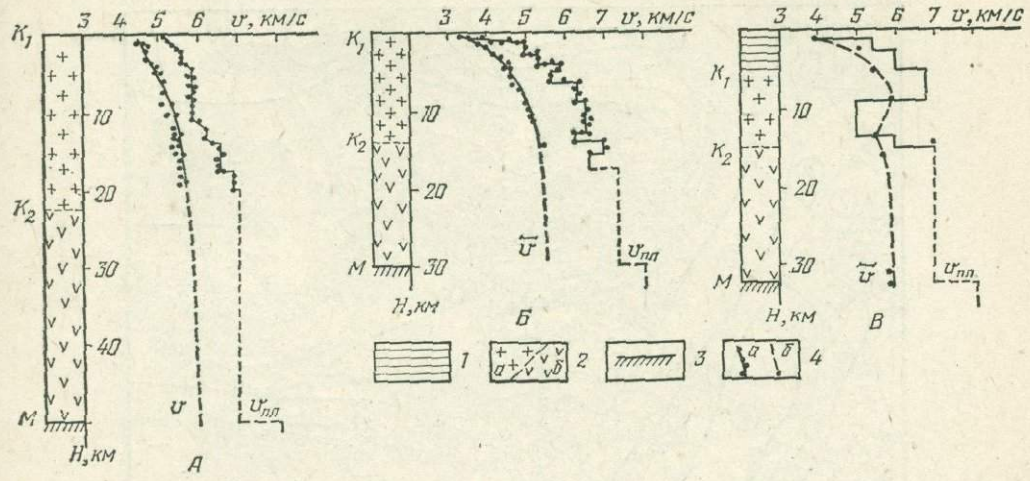


Рис. 72. *Сопоставление скоростных моделей земной коры для Западно-Родопского массива (а), Восточного Среднегорья (Бургасской «эвгеосинклинали») (б) и центральной части Мизийской платформы (в):*

1 — осадки; 2 — консолидированная кора с верхней (а) и нижней (б) частями; 3 — положение границы М; 4 — графики вычисленных (а) и интерполированных (б) средних и пластовых скоростей.

щие выводы о глубинном строении рассматриваемого региона.

1. Северная часть Балканид (тектонические зоны Предбалканья и Восточной Стара-Планины) по характеру геофизических полей и строению земной коры сходна со строением южного края Мизийской платформы. Граница Мохо здесь залегает на глубине 35—38 км. Тектоническая зона Западной Стара-Планины и Центрального и Западного Среднегорья характеризуется утолщенной корой (40—42,5 км). Максимальные глубины до поверхности Мохо наблюдаются в Западных Родопах.

2. Отличительной чертой Восточного Среднегорья является большая насыщенность верхней части земной коры магматитами основного и среднего состава.

Отмеченные выше особенности приповерхностного и глубинного строения Балканид можно объяснить их формированием на стыке блоков с толстой (Западно-Родопский блок), тонкой (Восточно-Родопско-Странджинский блок) и промежуточной (Мизийский блок) корой, поэтому в их геологическом строении находят отражение все процессы, протекавшие в рассматриваемых регионах.

Строение отдельных блоков и сложное взаимоотношение их между собой проявляется и в геофизических полях. Процессы, происходящие и в настоящее время, находят свое отражение в активной сейсмичности рассматриваемой территории, вертикальных движениях земной коры и др.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ АЛЬПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ БАЛКАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ЗАПАДНОЙ АНАТОЛИИ

На территории юга Балканского полуострова и запада Анатолии (рис. 73), в зоне максимального расхождения северной и южной ветвей альпийского орогена (соответственно Карпат — Балкан — Западных Понтид и Динарид — Элленид — Таврид) располагается группа массивов [110]. Это Родопский (I), Сербо-Македонский (II), Пелагонийский (III), Мендересский (IV) и Ески-Шехирский, массивы Куздач и Улудаг, занимавшие значительное место в структуре этой части Альпийской области и сыгравшие важную роль в ее геологическом развитии.

Полученные за последние годы геофизические данные о распределении силы тяжести, магнитного поля, сейсмичности, теплового потока, а также данные об изучении земной коры методами взрывной сейсмологии [32, 34, 37, 39, 52, 125, 127, 128] позволяют охарактеризовать основные черты глубинного строения этих массивов в сопоставлении со стро-

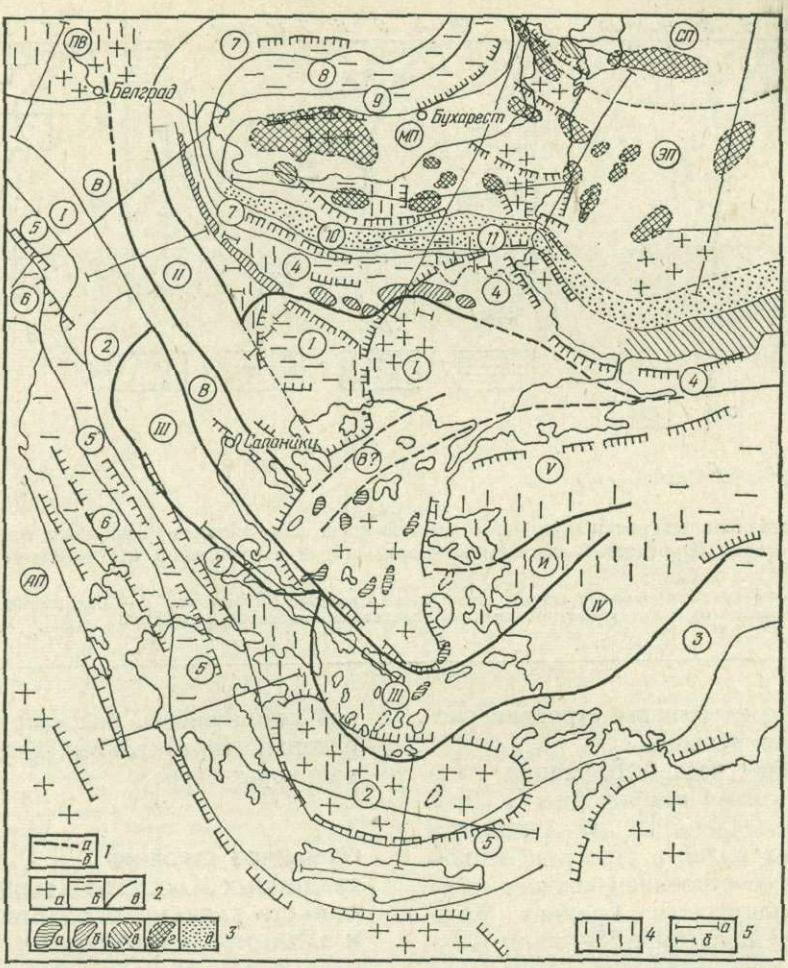


Рис. 73. Тектоническое положение и геофизическая характеристика срединных массивов Балканского полуострова и западной части Малой Азии:

1 — современные контуры срединных массивов (*а*) и границы между другими тектоническими зонами (*б*); *2* — элементы гравитационного поля (*а* — зоны наиболее характерных гравитационных максимумов; *б* — зоны характерных гравитационных минимумов; *в* — гравитационные ступени); *3* — элементы магнитного поля (*а* — магнитные максимумы Эгейского региона, отражающие наличие молодых магматитов; *б* — положительные магнитные аномалии, связанные с ларамийскими неоинтрузиями по южной границе Среднегорья; *в* — Бургасско-Предпонтийская зона интенсивных положительных и отрицательных магнитных аномалий, отражающих распространения андезитовых пород верхнемелового возраста; *г* — положительные магнитные аномалии, отражающие строение фундамента платформенных областей; *д* — зона отрицательного поля Балканид — Предпонтид); *4* — зоны с завышенным тепловым потоком; *5* — сейсмические профили (*а*) и отдельные сейсмозондирования (*б*), на которых проведено изучение земной коры сейсмическим методом ГСЗ.

Срединные массивы: *I* — Родопский; *II* — Сербо-Македонский; *III* — Пелагонийский; *IV* — Мендересский; *V* — Эски-Шахирский (Куздаг и Улудаг).

Тектонические зоны: *1—3* — офиолитовые зоны Внутренних Динарид (*1*), Субпелагонид (*2*), Таврид (*3*); *4* — Среднегорско-Понтийская зона развития вулканогенно-осадочных и интрузивных пород верхнего мела — палеогена; ПВ — Паннонская впадина; *В* — Вардарская зона; И — Измиро-Анкарская зона; *5—6* — центральные и внешние зоны Динарид — Хеленид (*5* — Центральные Динариды — Албаниды, зоны Пиндос — Гаврово — Олонос; *6* — Внешние Динариды — Албаниды, Ионическая зона); *7—11* — внутренние, центральные и внешние зоны Карпанид — Балканид — Понтид (*7* — Карпаты и Западная Стара-Планина; *8—9* — Предкарпатский прогиб соответственно с его внутренней и внешней зонами; *10* — Предбалканский прогиб; *11* — Восточная Стара-Планина).

ением обрамляющих альпийских складчатых сооружений.

Данная область имеет сложное гравитационное поле. Для Западных Родоп характерен глубокий гравитационный минимум, а Восточные Родопы относятся к обширной зоне положительных значений аномалий Буге, в которую входят еще массивы Странджи и Босфора, Восточно-Фракийской впадины, части бассейнов Мраморного и Эгейского морей. Обе гравитационные зоны отделяются гравитационной ступенью, имеющей простирание от субмеридионального до северо-восточного (рис. 73). Последняя отражает место глубинного разлома,

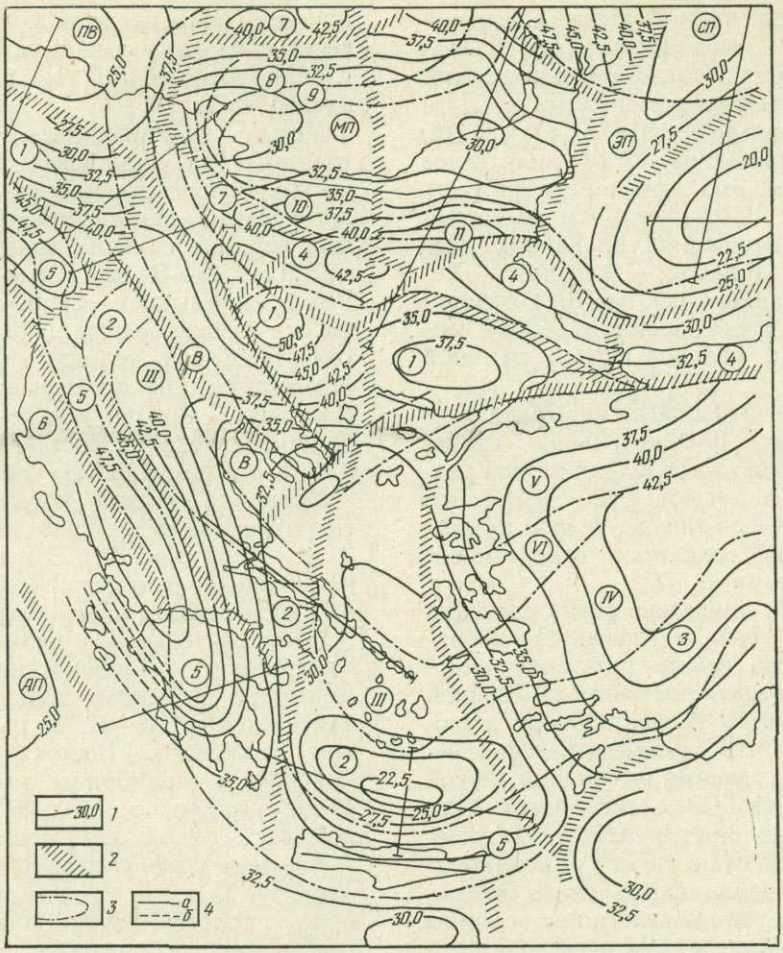


Рис. 74. Схема строения границы М:

1 — глубина границы М, км; *2* — важнейшие глубинные разломы; *3* — границы между приповерхностными геологическими структурами и тектоническими зонами; *4* — сейсмические профили (*а*) и сейсмозондирование (*б*) на которых проведены исследования методом ГСЗ.
Тектонические зоны описаны на рис. 73.

разграничивающего блоки Родопского массива с различным строением земной коры.

Северная часть Сербо-Македонского массива относится к зоне положительного гравитационного поля, характерного для Паннонской впадины, южная — *примыкает к Западно-Родопскому* гравитационному минимуму.

Пелагонийский массив не имеет самостоятельной региональной гравитационной характеристики. Вместе с Субпелагонидами он находится в зоне гравитационного перехода в сторону глубоких минимумов силы тяжести, характерных для центральных и восточных частей Динарид — Хеленид [125, 138]. Восточная часть Пелагонид и Цикладский массив, хотя и характеризуются положительными абсолютными значениями аномалий Буге (+50, +75 мгл), являются зоной относительного гравитационного минимума по сравнению с районами Критского и Эгейского морей [127, 138].

Для Мендересского и Эски-Шахирского (Куздаг и Улудаг) массивов характерно отрицательное гравитационное поле со значениями аномалий Буге от 0 вблизи берега Эгейского моря до 100, 180 мгл для массивов Центральных и Восточных Анатолид [138].

Для Эгейского региона, являющегося зоной сочленения срединных массивов Балканского полуострова и Малой Азии, установлены наиболее высокие абсолютные значения Δg, достигающие +175 мгл в районе Критского моря. Юг-юго-западной рамой этого региона являются

глубоководные части Восточно-Средиземноморского и Ионического морей, характеризующиеся также очень высокими абсолютными значениями аномалий Буге (соответственно до +250 и +340 мгл) [18, 22]. Их разграничивает отмеченная выше зона минимальных значений поля, совпадающая с центральными и внешними полосами альпийских складчатых сооружений Динарид — Албанид — Хеленид. По данным работы [138], отрицательные значения аномалий Буге достигают —140 мгл под горной системой Пиндос.

На севере располагается Мизийско-Черноморская положительная гравитационная зона, в пределах которой аномалии Буге достигают +125, +150 мгл [147]. На северо-западе к ней примыкают глубокий карпатский гравитационный минимум (рис. 73).

На рис. 74 приведена схема строения границы М в связи с выяснением глубинной структуры группы срединных массивов Балканского полуострова и Малой Азии *. В основе ее составления положены результаты гравиметрических исследований и данные изучения земной коры методами ГСЗ и сейсмологии. Для условий большинства районов изучаемого региона существует удовлетворительная корреляционная связь аномалии Буге с глубиной залегания границы М, что отмечается рядом исследователей [125, 129, 138 и др.] и подтверждается сейсмическими исследованиями ГСЗ.

Некоторые из глубинных разломов, показанных на рис. 74, проведены весьма предположительно, поскольку они далеко не всегда доказаны сейсмическими методами или бурением. Главными критериями для проведения разломов явились наличие достаточно интенсивных и протяженных горизонтальных градиентов силы тяжести, данные других видов геофизических исследований, режим сейсмичности и весь комплекс геологических данных.

Основной чертой глубинной структуры изучаемого региона является блоковое строение, причем из анализа структурной схемы границы К следует, что срединные массивы и окружающие их тектонические зоны располагаются на гетерогенных блоках, отличающихся как по глубине оснований, так и по составу земной коры.

Между срединными массивами самая толстая кора установлена под западной частью Родопского массива. По сейсмологическим данным и данным промышленных взрывов глубина границы М здесь достигает 45—50 км. К блоку Западных Родоп примыкает Сербо-Македонский массив и зоны Центрального и Западного Среднегорья, мощность коры в пределах которых не превышает 40—43 км. Восточные Родопы вместе с Восточной Фракией входят в состав самостоятельного блока с мощностью коры 35—38 км.

Мощность земной коры в пределах Пелагонийского массива изменяется от 35 до 44 км (рис. 74). Эти данные получены только гравиметрическим методом и их нужно считать весьма схематическими.

Приблизительными являются данные о глубинном строении массивов Западной Анатолии. Мощность земной коры здесь изменяется от 35—37 км вблизи побережья Эгейского, Восточно-Средиземноморского и Мраморного морей до 40—43 км (а возможно, и больше) в центральной части Малоазиатского полуострова.

Внешние части складчатых систем Динарид — Хеленид также являются зонами с толстой корой. Надо допустить грабеновидное строение земной коры с общей увеличенной мощностью до 45—48 км в этих зонах. Аналогичное строение земной коры имеется и под Южными Карпатами, но с несколько уменьшенной мощностью (до 42—44 км), по данным исследований румынских геофизиков [129, 144]. Балканиды, окаймляющие с юга Мизийскую платформу, почти не находят отражения в морфологии границы М.

Мизийская и Западно-Эвксинская платформы являются обособленными блоками с утоненной корой мощностью соответственно 30—35 и 20—30 км. Уменьшенной мощностью характеризуется земная кора на юго-западе, в пределах Апулийской платформы [138].

Важной особенностью глубинного строения изучаемой области является резкое утонение земной коры в Эгейском регионе, в пределах которого происходит сочленение срединных массивов Балканского полуострова и Малой Азии. По гравиметрическим и сейсмическим данным мощность земной коры сокращается

* Аналогичная схема для Балканского полуострова приводится в работе [49]. Однако при ее составлении не учтены результаты новейших геофизических исследований по территориям Болгарии, Греции, Румынии и Югославии [35, 125, 138, 144 и др.].

до 22 км на участке Критского моря [138]. Блок с утоненной корой имеет меридиональное простирание и хорошо очерчивается изогипсой с отметкой глубины границы М 32,5 км. Этот блок буквально «вписывается» между зонами с увеличенной мощностью коры, характерной для прилегающей суши (рис. 74).

Для всего Балкано-Эгейско-Малоазиатского региона характерен континентальный тип земной коры с пластовыми скоростями, изменяющимися от 6 до 7,0—7,4 км/с, с наличием волноводов в разрезе коры в районах Родопского массива, Среднегорья и Мизийской платформы, что свидетельствует о существовании переслаивания пород различного состава (гранитоидного, базальтоидного и т. д.). Молодые осадочные комплексы палеоген-четвертичного возраста залегают прямо на кровле консолидированной коры с пластовой скоростью 6—6,4 км/с в бассейнах Эгейского, Критского и Ионического морей, а также в бассейнах Восточной и Верхней Фракии В связи с этими данными, а также в связи с неправомочностью понятий «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры нам кажется, что следует пересмотреть и понятие, введенное в свое время для характеристики глубинного строения глубоководной впадины Черного моря как участка с «безгранитной» корой [32]. Величина граничной скорости, установленная для кровли «базальтового» слоя впадины Черного моря, составляет 6,4—6,6 км/с, реже 6,8 км/с. Этот район является участком безаномального магнитного поля, указывающего на то, что основание осадочного комплекса здесь не является типичным «базальтовым» слоем. С другой стороны, такие же величины граничных скоростей установлены и в пределах Мизийской платформы, где заведомо установлено наличие «гранитного» и «базальтового» слоев [34]. Следовательно, речь идет о нормальном разрезе консолидированной коры с различным вещественным составом составляющих ее слоев.

Разломы, выделенные на рис. 74, имеют преобладающее запад-северо-западное простирание для западной части рассматриваемого региона, занятой Динарид — Хеленидами, Вардарской зоной, Сербо-Македонским и Родопским массивами и Западными Балканидами. В восточной части преобладает северо-восточное простирание глубинных разломов. Можно принять, что смена простираний разломных систем происходит вдоль Трансбалканского глубинного разлома. На основе гравиметрических данных этот разлом можно продолжить еще на юг в пределах Эгейской области, как ограничивающий с запада Эгейский блок. По-видимому, этот разлом, являясь осью симметрии различного характера глубинного строения, в прошлом играл важную роль в истории формирования структуры земной коры данного региона.

Территория, расположенная к западу от Трансбалканского глубинного разлома, характеризуется увеличенной мощностью земной коры, а к востоку от него она уменьшается. В частности, это относится к обеим ветвям Альпийского орогена — Динаридско-Хеленидской и Балканской.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ II

1. *Абдулин А. А., Антоненко А. Н., Дубровин Г. К.* Глубинное строение земной коры Мугоджар по сейсмическим данным.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата : Наука, 1973.
3. *Авдулов М. В.* Строение земной коры Крымского полуострова по результатам геофизических исследований.— В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М. : Наука, 1970.
3. *Аки К.* Строение земной коры Японии по фазовым скоростям волн Релея.— В кн.: Строение Земли по поверхностным волнам. М. : Мир, 1965.
4. *Аксенович Р. И. и др.* Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря.— М. : Изд-во АН СССР, 1962.
5. *Алейников А. Л., Беллавин О. В., Зубков А. В., Халевин Н. И.* Геофизические исследования геодинамических условий развития земной коры на примере Урала.— В кн.: Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Труды УНЦ АН СССР. Свердловск : Наука, 1976.
6. *Алейников А. Л., Бугайло В. А., Малахов И. А., Халевин Н. И.* О вероятном составе верхней мантии на Урале.— Сов. геология, 1973, № 9.
7. *Артемьев М. Е., Балавадзе Б. К.* Изостазия Кавказа.— Геотектоника, 1973, № 6.
8. *Баграмян А. Х., Саваренский Е. Ф., Сихарулидзе Д. И.* Определение мощности земной коры в различных районах Кавказа по поверхностным сейсмическим волнам.— Докл. АН АрмССР, 1973, 4, № 4.
9. *Балавадзе Б. К.* К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 2.
10. *Балавадзе Б. К.* Метод изучения строения земной коры по аномалиям силы тяжести.— Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 42.

11. *Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш.* Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 6.
12. *Белов А. А., Книппер Н. Л., Ружинцев С. В.* 1976. Историко-тектоническая и структурная интерпретации гранитогнейсовых массивов Альпийской складчатой области.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М. : Наука, 1976.
13. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники.— М. : Недра. 1975.
14. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР.— М. : Недра, 1974.
15. *Богданов А. А.* О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. Моск. ун-та. 1967. Сер. геол., № 1.
16. *Божко Г. Н., Старовойт О. Е.* Фазовые скорости волн Релея на Русской платформе.— Тр. Генеральной Ассамблеи ЕСК, Будапешт, 1964.
17. *Бондаренко А. П., Билинский А. И., Седова Ф. И.* Геоэлектромагнитные вариации в Советских Карпатах.— Киев : Наук. думка, 1972.
18. *Бончев Е.* Проблемы на българската геотектоника.— София : Техника.
19. *Бончев Е., Савов С., Чаталов Г.* Въху блоковото расчленения по Странджанский антиклинарий.— Изв. ГИ на БАН и КГ. Сер. геотект., 1969, XXIII.
20. *Боянов И.* Бележки върху кулиджикския навлак.— Изв. геол. и-т БАН. Сер. геотектоника, 1969, кн. 18.
21. *Боянов И.* Някои характерни особености на старите консолидирани ядра, блокове и срединни масиви, включени в част от Алпийския геосинклинален пояс.— Изв. геол. и-т БАН. Сер. геотектоника, 1973. кн. 21—22. София.
22. *Булашевич П. П., Башорин В. Н., Дружинин В. С. ... Рыбалка В. М.* Гелий в подземных водах на Свердловском профиле глубинных зондирований.— Докл. АН СССР. 1973, 208, № 4.
23. *Бюс Е. И., Цхакая А. Д., Рубинштейн М. М.* В кн.: Сейсмическое районирование СССР. глава VI, Грузия под ред. О. В. Медведева. М. : Наука, 1968.
24. *Валеев Р. Н., Клубов В. А., Островский М. И.* Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы.— Сов. геология, 1969, № 4.
25. *Велчев Ив., Мавручиев Б., Каменов Б., Петков И., Ножаров П., Долянов Д., Ченчев Хр.* 1976. Глубинное строение и позднеальпийский магматизм в юго-восточной Болгарии. Софийский ун-т, т. 67.
26. *Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР.— М. : Недра, 1973.
27. *Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования.— М. : Совет. радио, 1975.
28. *Гайский В. Н.* Определение мощности земной коры в районе наблюдающей станцией по сейсмограммам далеких землетрясений.— Тр. Геофиз. ин-та, 1950, № 12 (132).
29 *Гафаров Р. А.* Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской).— Тр. Геол. ин-та АН СССР 1976, вып. 279.
30. *Геология* и нефтегазоносность Северной Болгарии. София. 1971
31. *Гласко В. Б., Пашкова Л. Н., Саваренский Е. Ф., Мартанус Г. Н., Хмелевский Н. Г.* Определение параметров земной коры Русской платформы по дисперсии скоростей поверхностных волн.— Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1974, № 5.
32. *Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П.* 1966. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины.— В кн.: Глубинное строение Кавказа. М. : Наука, с. 135—146
33. *Давидова П. И., Краснопевцева Г. В., Манилов С. А., Левин В. А., Лобастова Л. А., Шекинский Э. М., Твалтвадзе Г. К.* Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе.— В кн.: Глубинное строение Кавказа. М. : Наука, 1966.
34. *Дачев Хр.* 1973. О глубинном строении южной и восточной частей Мизийской платформы по данным ГСЗ. В кн.: 20 лет ВМГИ, В; 1973
35. *Дачев Хр.* Продолжение геологических структур Балканского полуострова в Черном море — Geologica Balc., 1977, 7, № 4.
36. *Дачев Хр., Велинов Т.* Элементы теплового поля Болгарии и их связь с геологическим строением.— Докл. БАН. 1975. 28, № 12.
37. *Дачев Хр., Иосифов Д., Пчеларов В., Кербелов Л.* 1975. О геологической природе магнитного поля Восточной части Балканского полуострова и прилегающей части Черного моря.— В кн.: Двадцатый геоф. симпозиум, Будапешт. 1975.
38. *Деменицкая Р. М.* Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным.— Л., Наука, 1961.
39. *Добрев Т., Щукин Ю. К.* Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона.— М. : Наука, 1974.
40. *Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д.* Связь тектоники и магнитизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ.— М. : Недра. 1976.
41. *Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И.* Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала.— В кн.: Глубинное строение Урала. М. : Недра, 1968.
42. *Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы.— Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1972, вып 232.
43. *Зайцев Ю. С.* Геологическое строение Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М. : Наука. 1973.
44. *Земная кора* и история развития Черноморской впадины.— М. : Наука. 1975.
45. *Зноско Е. Кубицкий С. Л., Рыка В.* Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши.— Геотектоника, 1973, № 5.
46. *Иванов Н. А., Шапиро В. А., Борисова З. И.* Аномалии векового хода на территории Уральского геодинамического полигона.— В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск : Наука, 1976.

47. *Йовчев Й. и др.* 1971. Тектонски строеж на България. София, Техника.— 558 с.
48. *Иоселиани М. С.* Строение осадочного комплекса кристаллического фундамента Грузии по геофизическим данным.— М. : Изд-во АН УССР, 1969.
49. *Иосифов Д. С., В. Г. Пчеларов.* 1977. Схема мощности земной коры Балканского полуострова и некоторые особенности ее строения.— Geologica Balcanica, 1977 № 2.
50. *Каляев Г И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции.— Киев : Наук. думка, 1965.
51. *Кожухаров Д.* Стратиграфическая корреляция докембрийских метаморфитов Центральных Родоп и Пелагонийского массива. 1967. В кн.: Карп.-Балк. геолог. ассоц., VIII конгр., т. 1. 1967. Белград.
52. *Краснобаева А. Г., Шепелева И. М., Родионов П. Ф.* Применение магнитотеллурического профилирования для изучения погребенного палеозоя в Зауралье.— В кн.: Теория и практика электроразведки. Труды УНЦ АН СССР. Свердловск; 1972.
53. *Краснопевцева Г. В.* Результаты исследования глубинного строения земной коры на Западе Кавказа по линии профиля Анаклиа-Зестафони.— В кн.: Глубинное строение Кавказа. М. : Наука, 1966.
54. *Крутиховская З. А., Пашкевич И. К.* Намагниченность земной коры щитов и региональные магнитные аномалии.— В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев : Наук. думка, 1976.
55. *Кутас Р. И., Гордиенко В. В.* Тепловое поле Украины.— Киев : Наук. думка, 1971.
56. *Лебедев Т. С., Болюбах К. А.* К вопросу о строении земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря.— В кн.: Материалы геофизических исследований территории Украины. Киев : Наук. думка, 1963, вып. 6 (8).
57. *Лебедев Т. С., Болюбах К. А.* Глубинное строение земной коры Крыма и Черноморско-Азовского бассейна по данным геофизических исследований.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры. Киев : Наук. думка, 1964, вып. 8 (10).
58. *Лутц Б. Г.* Петрология глубинных зон земной коры и верхней мантии.— М. : Наука, 1974.
59. *Любимова Е. И.* Термика Земли и Луны.— М. : Наука, 1968.
60. *Любимова Е. А., Севостин Л. А.* Тепловой поток в центральной и восточной части Черного моря.— Докл. АН СССР, 1973, **212**, № 2.
61. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли.— М. : Недра, 1965.
62. *Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П.* Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины.— В кн.: Строение Черноморской впадины. М. : Наука, 1966.
63. *Маловицкий Я. П., Осипов Г. В., Углов Б. О.* Геомагнитное поле Черноморской впадины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1969, вып. 32.
64. *Матушкин Б. А.* О природе региональных магнитных аномалий Кавказа и запада Средней Азии.— Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1969, № 6.
65. *Муратов М. В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова.— М. : Изд-во Наука, 1960.
66. *Муратов М. В.* Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн.: Тектоника СССР. М. : Изд-во АН СССР, 1943, т. 2.
67. *Муратов М. В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М. : Наука, 1973.
68. *Мурусидзе Г. Я.* Некоторые результаты применения методики ГСЗ для интерпретации данных землетрясений Кавказа. Некоторые вопросы физики Земли.— Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1972.
69. *Мурусидзе Г. Я.* Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным.— Тбилиси : «Мецниереба», 1976.
70. *Начев И. К.* 1976. Седиментните формации в България. Палеонт., стратигр. и литол., т. 5.
71. *Новикова А. С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1975, вып. 265.
72. *Павлов Е. А.* Глубинная структура Кавказа и сопредельных районов.— Геофиз. бюл., 1974 № 27.
73. *Померанцева И. В.* Природа волн, связанных с промежуточными границами раздела в кристаллической толще земной коры и глубинное строение юго-востока Русской платформы.— Прикл. геофизика, 1965, вып. 41.
74. *Проскурякова Т. А., Косарев Г. Л., Воронина Е. В., Карасева И. Б.* Определение строения земной коры по волнам v_p.— Тр. X Генеральной Ассамблеи ЕСК, 1968, **1**.
75. *Проскурякова Т. А., Овчинников В. М.* К вопросу о длиннопериодных микросейсмах.— В кн.: Вопр. геономии. М. : Изд-во Москов. ун-та, 1972.
76. *Проскурякова Т. А., Алказ В. Г.* Изучение длиннопериодных микросейсм в диапазоне 10—120 сек.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 6.
77. *Проскурякова Т. А., Макеева Л. Н.* Использование продольной волны для изучения строения земной коры.— Геофиз. сб., 1975, вып. 65.
78. *Проскурякова Т. А., Хотько Ж. П., Кузнецов Ю. Н.* Глубинное строение северо-западного региона СССР по результатам наблюдений и анализа длиннопериодных сейсмических волн и данных геофизики.— В кн.: Исследование длиннопериодных сейсмических волн. Минск : Наука и техника, 1976.
79. *Пузырев Н. Н., Худобина Л. Н., Бродов Л. Ю., Гинодман А. Г., Лебедев К. А., Лебедева Г. Н.* Состояние и перспективы развития метода поперечных волн.— В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М. : Недра, 1970.
80. *Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А.* Сейсмическая активность и большие землетрясения Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 1.
81. *Розова Е. А.* Глубинное строение земной коры Кавказа.— Тр. СиАН СССР, 1939, № 94.
82. *Саваренский Е. Ф.* Об определении строения Земли по дисперсии распространения поверхностных сейсмических волн. «Наука». М., 1966.
83. *Саваренский Е. Ф., Сихарулидзе Д. И.* Определение мощности земной коры по

наблюдаемой дисперсии волн Лява.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 6.
84. *Семененко Н. П., Щербак Н. П., Штрейс Н. А., Гаррис М. А., Богданова С. В., Кратц К. О., Чекулаев В. П.* Геохронология и принципы расчленения докембрия европейской части СССР.— В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М. : Наука, 1976.
85. *Сихарулидзе Д. И., Баграмян А. Х.* Изучение строения верхней части земной коры Малого Кавказа по фазовым скоростям поверхностных волн.— Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1973, 31.
86. *Сихарулидзе Д. И., Баграмян А. Х.* Строение земной коры Малого Кавказа по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн.— Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1973, 31.
87. *Соллогуб В. В.* Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР.— Киев : Изд-во АН УССР, 1960.
88. *Соллогуб В. Б.* О структуре земной коры юго-восточной Европы.— Геофиз. сб. АН УССР, 1967, вып. 19.
89. *Соллогуб В. Б., Соллогуб Н. В.* Строение земной коры Крымского полуострова.— Сов. геология, 1977, № 3.
90. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Результаты глубинного сейсмического зондирования. Украинская советская социалистическая республика.— В кн.: Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы. Киев : Наук. думка, 1971.
91. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли Украины. Киев : Наук. думка, 1975.
92. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Строение земной коры и верхней мантии древних платформ.— В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М. : Недра, 1977.
93. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др.* Глубинное строение равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным.— В кн.: Материалы геофизических исследований территории Украины. Киев : Наук. думка, 1963, вып. 6 (8).
94. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павловский В. И.* Геолого-геофизическая реконструкция раннепротерозойского тектонического плана юга Европейской части СССР.— Геол. журн. 1975, 35.
95. *Строение* земной коры центральной и юго-восточной Европы, Киев : Наук. думка, 1971.
96. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез.— Киев : Наук. думка, 1968.
97. *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.
98. *Твалтвадзе Г. К.* Строение земной коры в Грузии по сейсмическим данным и построение систем теоретических годографов.— М. : Изд-во АН СССР, 1960.
99. *Твалтвадзе Г. К., Иоселиани М. С., Махарадзе Р. К., Чичинадзе В. К.* Глубинное геологическое строение межгорной депрессии восточной Грузии по сейсмическим данным.— Тбилиси : «Мециереба», 1974.
100. Тектоническое строение Болгарии, 1971. Изд. Техника.
101. *Хаин В. Е.* Некоторые общие закономерности развития платформ.— Докл. АН СССР, 1951, XXXI, № 2.
102. *Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
103. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника, внеальпийская Европа и западная Азия.— М. : Недра, 1977.
104. *Халевин Н. И.* Сейсмология взрывов на Урале.— М. : Наука, 1975.
105. *Халевин Н. И., Дружинин В. С., Долгих В. В.* Элементы строения Среднего Урала по данным комплексных геофизических исследований.— В кн.: Глубинное строение Урала. М. : Наука, 1968.
106. *Халевин Н. И., Колмогорова В. В.* О слоистости верхней мантии на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 1975, 223, № 6.
107. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР.— Киев : Наук. думка, 1972.
108. *Чекунов А. В., Ливанова Л. П., Гейко В. С.* Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба.— Сов. геология, 1969, № 10.
109. *Шенгелая Г. Ш.* Метод построения трехмерной гравитационной модели земной коры.— Тбилиси : Изд-во Тбилис. ун-та, 1976.
110. *Яншин А. Л.* Проблема срединных массивов.— Бюлл. МОИП. отд. геол. 1965. XI, вып. 5.
111. *Яранов Д.* Тектоника на България.— София : Техника, 1960.
112. *Airinei St., Stoenescu Sc., Velcescu G.* Harta magnetica a Muntenie si Olteniei.— Stud. cerc. geol. geof. geogr. Ser. geof.. 1971. 9, N 1.
113. *Barbu C., Vasilescu E.* Tectonique du soubassement premesozoique de la Platforme moesique (territoire roumaine).— Asoc. Geol. Carp.— Balc., 1967, VIII, N 1.
114. *Beránek B. et al.* Czechoslovakia.— The results of the measurements along the international profiles». In: The crustal structure of central and southeastern Europe based on the results of explosion seismology. Geofiz. Közlem., spec. edit. Budapest, 1972.
115. *Beránek B., Dudek A.* The results of deep seismic sounding in Czechoslovakia.— Zeitschr. f. Geophysic, 1972, 38.
116. *Beránek B., Zátopek A.* The crustal structure in Czechoslovakia and the East-Alpine region.— Proc. XIIIth Gen. Ass. ESC Brasov 1972, Part III, techn. and Econom. Studies, ser. D.— Geoph. Prosp., 1975, N 10.
117. *Brinkmann R.* Das Kristalline Grundgebirge von Anatolien.— Geol. Rundschau. 1971, 6, N 3.
118. *Burša M.* Effect of Removed Topography and Condensation on Deflections of the Vertical on the Territory of Czechoslovakia.— Trav. Inst. Geophys. Ac. Sci., 1969. 17.
119. *Burcea C., Cornea J., Tigui Gr., Jonescu E., Trimbitas M., Georgescu St., Leaju J., Tomescu L., Brasoveanu A., Chiscan M., Leofu F., Mihaila S., Sipos V.* Contributii seismice la crearea unei imagini tectonice asupra marginei nordice a Platformei moesice, intre Olt si Buzau.— Stud. cerc. geol., geof. geogr. Seria geof., 1965, III, N 1.

20. *Čermák* Deep Temperature Distribution along the Deep Seismic Sounding Profile across the Carpathians (Model Calculations).— Acta Geol. Sci. Hung., 1974, **18**.
121. *Čermák V.* Terrestrial Heat Flow Map of Czechoslovakia.— Geofyz. Sbor. 1976.
122. *Constantinescu P., Cornea J., Enescu D., Pătrul St., Radulescu F., Spanoche S.* Evaluations preliminairs de l'epaisseur de la croûte terrestre sur le territoire de Roumanie.— Rev. Roum. Geol., Géophys., Géogr., Sér. Géophys., 1970, **14**, N 1.
123. *Dietrich V. J.* Evolution of the Eastern Alps: A plate tectonics working hypothesis.— Geology (Assoc. Teachers Geol. Cardiff), March 1976.
124. *Dolenko G. N., Danilovič G.* Novoe učenie o geosinklinaljach i ego primenenie k Ukrajinskim Karpatam.— Geol. Zbor. Geologica carpath., 1976, **27**.
125. *Dragasevic T., Andric B.* Deep seismic sounding of the earth's crust in the area of the Dinarides and the Adriatic Sea.— Geophys. prospecting, 1968, **XVI**, N 1.
126. *Dvořák J., Paproth E.* Über die Position und die Tektogenese des Rhenoherzynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisziden.— Neu Jb. Mineral. Geol. Palaont., Mh., 1969.
127. *Fineti I., Morelli C.* Geophysical exploration of the Mediterranean Sea.— Boll. Geof. Teor. Appl., 1973, **XV**.
128. *Galanopulos A.* Plate tectonics in the area of Greece as reflected in the deep focus seismicity. Bull. Geol. Soc. of Greece, 1972, **9**, N 2.
129. *Gavat J., Airinei S. T., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu St., Vencov J.* Structura geologica profunda a teritoriului RPR. 1963.— Stud. cerc. geof., 1963, **1**, N 1.
130. *Gluško V. V.* Tectonica i neftegazonosnosť Karpat i prilegajuščich progibov.— M. : Nedra, 1968.
131. *Guterch A.* Structure and Physical Properties of the Earth's Crust in Poland in the Light of New Data of DSS.— 15—th General Assembly of European Seismological Comission (E. S. C.). 1976, 22—28 Sept., Kraków.
132. *Guterch A., Materzok R., Pajchel J., Perchuč E.* Seismic study refractions of the Earth's Crust and Upper Mantle on the International Profile VII.— Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci., 1975, **82**.
133. *Holub V.* Map of the thickness of the Late Paleozoic inner molasse fillings of the Variscan orogenic belt in the Bohemian Massif.— Věstník Ústř. ušt. geol., 1975. **60**.
134. *Ibmajer J.* Gravimetrická mapa ČSSR 1 : 1 000 000. ÚÚG Praha, 1966.
135. *International Map* of Natural Gas Fields in Europe. Unitted Nations, Econ. Comission for Europe Commitee for Gas — Genéve — Hanover, 1972.
136. *Karnik V.* Seismicity of the European Area. Part 2. Academia Praha, 1971.
137. *Kosminskaja I. P.* Metod glubinnogo sejsmičeskogo zondirovanija zemnoj kory i verchov mantii.— M. : Nauka, 1968.
138. *Makris J.* A dinamic model of the Hellenic Arc deduced from geophysical data.— Tectonophysica, 1976, **36**.
139. *Makris J.* Some Geophysical aspects of the evolution of the Hellenides.— Bull. Geol. Soc. of Greece, 1974, **10**, N 1.
140. *Man O.* Aeromagnetická mapa ČSSR. ÚÚG, Praha, 1966.
141. *Meissner R.* Gerlands Beiträge zur Geophysik, 1967, **76**, N 3—4.
142. *Miller H.* Reporter of Alpine Explosion Seismology Group.— In: A. Lithospheric Seismic Profile along the Axis of the Alps, 1975, I: First Results.— Pageoph., 1975, **114**.
143. *Ney R.* Tectogenesis of the Carpathians in the Light of New Tectonics of the Eearth's Globe, Mat. i Prace Inst. Geofiz.— Publ. in st. Geoph. Pol. Sci. 1975, **82**.
144. *Ozelci H. F.* Gravity anomalies of the eastern Mediterranean.— Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Turkey, 1973, N 80.
145. *Paraschiv D.* Geologia Zacamintelor de hidrocarburi din Romania. St. tehn, econ., 1975, A/10.
146. *Praus O., Pěčová J., Petr V.* Rozložení indukčních vektorů v Evropě se zvláštním zřetelem ke karpatské oblasti. MS GFÚ ČSAV, Praha, 1977.
147. *Radulescu D., Cornea J., Sandulescu M., Constantinescu P., Radulescu Fl., Pompiliian A.* Structure de la croute terrestre in Roumanie. Anuarul Inst. de Geol. si Geof., 1976, **50**.
148. *Romanescu D., Rosca V., Soare A.* Contribution a l'interpretation de la carte magnetique sur la plat-formecontinentale de la Mer Noire du Large de cotes romains.— Rev. roum. geol., geophys. et geogr. Ser. geophys., 1975, **19**, N 1.
149. *Ross D. A., Uchupi E., Bowin C. O.* Shallow structure of Black Sea.— Black Sea. Geol., Chem. and Biol., Tulsa, Oklahoma, 1974.
150. *Sikora W. J.* On lineaments found in the Carpathians.— Rocz. Pol. Tow. geol., 1976, XLVI, N 1—2.
151. *Vyskočil P., Kopecký A.* Neotectonics and recent crustal movements in the Bohemian Massif.— Ed. Výzk. úst. geod. topogr.— kartogr., 1974, řada 4.
152. *Vyskočil V.* Comments on the manifestation of the deep structure of Czechoslovakia in the anomalous gravity field.— Tr. Géophys., 1972, **20**.
153. *Zátopek A.* Šíření východoalpských zemětřesení Českým masívem.— Publ. Čs. státního geofyz. ústavu, spec. práce, 1948.
154. *Zátopek A.* Zu einigen Problemen der Krustendynamik im Karpatengebiet.— Geofizikai Közlemények, 1957, **8**.
155. *Zátopek A., Beránek B.* Geophysica and Crustal Structure in Central Europe.— Studia geoph. et geod., 1975, **19**.

ГЛАВА III

СТРУКТУРА ОСНОВНЫХ ГРАНИЦ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

ПОВЕРХНОСТЬ ФУНДАМЕНТА

Поверхность фундамента обычно является четкой физической границей, которая как правило, достаточно надежно картируется при сейсмических наблюдениях над преломленными или закритическими отраженными волнами. Применяемые в методах ГСЗ и КМПВ непрерывные системы наблюдений позволяют прослеживать поверхность фундамента, границы в консолидированной коре и раздел М. Совместное рассмотрение этих данных, в частности гипсометрии фундамента и раздела М, позволяет исследовать закономерности структуры консолидированной части коры, изменения ее мощности, роль разрывных нарушений в тектоническом строении крупных регионов.

Исходя из этого, была предпринята попытка свести воедино данные о глубинах залегания разнотипного разновозрастного основания в Центральной и Восточной Европе. При составлении структурной схемы масштаба 1 : 5 000 000 (рис 75) были использованы следующие материалы:

1. Схемы рельефа поверхности фундамента, представленные в национальных главах Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР, Чехословакии, Югославии.

2. Карта рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы под редакцией Н. В. Неволина, М 1 : 2 500 000, изд. 1976 г.

3. Тектоническая карта Черноморской впадины под редакцией М. В. Муратова и Я. П. Маловицкого, М 1 : 2 500 000, изд. 1975 г. [24].

Составленная схема дает достаточно полное представление о гипсометрии фундамента Восточной Европы. В то же время в Центральной Европе из-за сложности природных физико-географических условий, существенно затрудняющих проведение увязанных площадных сейсмических исследований, а также из-за гетерогенности и многоярусности строения основания, сведения о нем разрознены и мозаичны.

На схеме условными обозначениями выделен фундамент следующих типов: дорифейский, «гранитный» ($v_г$ = 6,0 ÷ ÷ 6,5 км/с) (Восточно-Европейская платформа), байкальский «гранитный» ($v_г$ = 5,8 ÷ 6,0 км/с), гетерогенный байкальско-киммерийский «гранитный» ($v_г$ = 5,8 ÷ 6,0 км/с) (Центральная Европа и Скифская плита), «базальтовый» ($v_г$ = 6,8÷7,0 км/с) альпийский (Черноморская впадина) и более древний (Прикаспийская впадина — R — Pz?). На Кавказе построения проведены по условному сейсмическому горизонту, стратификация которого затруднена из-за сложности геологического строения региона.

Наиболее обширным геологическим регионом рассматриваемой территории является Восточно-Европейская платформа с фундаментом дорифейского возраста. На юго-западе она отделена от Датско-Польской более молодой внутриплатформенной складчатой зоны системой глубинных нарушений. Граница древнего кратона проводится по крайнему восточному нарушению по линии Кошалин — Торунь — Плоцк, далее вдоль осевой части Люблинской впадины и затем параллельно Восточным Карпатам по разломам, ограничивающим с востока Предкарпатский прогиб. Фундамент юго-западной окраины платформы погружен до глубин 4—5 км. На участке Кошалин — Плоцк он находится на 2—3 км глубже каледонского

складчатого комплекса Датско-Польской борозды. Под юго-восточной частью Мазовецко-Люблинской впадины и Предкарпатским прогибом по системе разломов происходит сочленение дорифейского фундамента с байкальским. Южный контур Восточно-Европейской платформы определяется широтным глубинным разломом, трассирующимся от Молдавии через Одесско-Сивашский прогиб и северную часть Азовского моря в Северное Предкавказье. Этот разлом отделяет древнюю платформу от молодой Скифской плиты с гетерогенным байкальско-киммерийским основанием, которое местами опущено на глубину до 8—10 км.

Строение южной части Восточно-Европейской платформы существенно усложнено наличием Днепровско-Донецкого авлакогена, продолжающего на северо-запад структуру кряжа Карпинского — составной части Сарматско-Туранского линеамента. Глубина залегания дорифейского субстрата под Донецким складчатым сооружением и восточной частью кряжа Карпинского по сейсмическим данным превышает местами 20 км.

Граница Восточно-Европейской платформы в Прикаспии недостаточно ясна. В глубоко погруженной центральной части Прикаспийской впадины фундамент бурением не вскрыт и его геологическая природа не определена. По сейсмическим данным вполне возможно, что здесь нет «гранитного» слоя и осадочная толща покоится непосредственно на «базальтовом» субстрате с v_p около 7 км/с. Если эти данные, требующие уточнения, подтвердятся, центральную «безгранитную» часть Прикаспийской впадины необходимо будет исключить из состава древней Восточно-Европейской платформы.

На востоке граница платформы совпадает с главным разломом Предуральского передового прогиба, на северо-востоке — с серией нарушений северо-западного простирания, протягивающихся вдоль линии Чердынь — Нижняя Пеша.

Восточная и юго-восточная окраины платформы характеризуются большой мощностью осадочного чехла. Максимальная глубина залегания фундамента, превышающая 22 км, отмечена в Фурмановской и Каратюбинской впадинах Прикаспийской синеклизы. Другие существенно погруженные структурные элементы платформы — Днепровско-Донецкая, Мазовецко-Люблинская, Львовская, Бельская, Верхнекамская, Юрюзано-Сылвенская, Соликамская впадины расположены преимущественно по периметру Русской плиты и создают ее естественное тектоническое обрамление. Строение фундамента здесь очень сложное, мощность осадочного чехла достигает местами 8—12 км.

Мозаичность тектоники Восточно-Европейской платформы обусловлена системой глубинных разломов. Приподнятые структурные элементы — Балтийский и Украинский щиты, Воронежский массив, Белорусский, Архангельский, Нелидовский, Токмовский, Татарский, Орлянско-Ивановский, Котельнический, Жигулевский выступы, имеют изометричную или овальную форму, определяемую трапецеидальной системой разрывов, сходящихся к центру. Эти поднятия разделены достаточно глубокими зачастую узкими, линейно-вытянутыми вдоль разломов впадинами: Припятско-Днепровско-Донецкой (авлакоген) с погружением фундамента на юго-восток, Балтийской (синеклиза) с увеличением мощности осадочных отложений на юго-запад, Московской (синеклиза), погружающейся на северо-восток к Тиману, Валдайским грабеном, Пачелмским, Мелекесским, Серноводско-Абдуллинским, Котласским, Северо-Двинским прогибами, Сухонской и Чепецкой седловинами.

На крайнем северо-востоке Русской плиты в Мезенской синеклизе поднятия и прогибы фундамента вытянуты в северо-западном направлении согласно простиранию Тиманского кряжа. Здесь Восточно-Европейская платформа по системе разломов преимущественно северо-западного простирания, отделена от эпибайкальской Тимано-Печорской платформы. Различия в глубинах залегания разновозрастного фундамента двух сопредельных платформ незначительны на северо-западе (первые сотни метров) и весьма существенны на юго-востоке (до 7 км). Основные тектонические элементы, проявляющиеся в рельефе фундамента Тимано-Печорской платформы имеют хорошо выраженную северо-западную вытянутость. Выходы байкальского комплекса на поверхность отмечаются в пределах Тиманского выступа, закономерное увеличение мощности

осадочного чехла происходит в северо-восточном направлении к Предуральскому прогибу. Наиболее погруженной частью платформы является Денисовский прогиб, разделяющий Печорско-Кожвинский и Колвинский валы.

Смена дорифейского фундамента байкальским по глубинным разломам северо-западного простирания установлена по сейсмическим данным на диаметрально противоположной юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы. Из-за редкой системы наблюдений и сложных глубинных сейсмогеологических условий построить в пределах Восточных Карпат кондиционную схему поверхности фундамента пока не удалось. Однако под Предкарпатским прогибом по серии разломов кристаллическое основание опускается на глубину около 15 км и образует очень глубокий и узкий грабенообразный прогиб. В его пределах дорифейский субстрат Восточно-Европейской платформы сменяется байкальским метаморфизованным фундаментом. Глубина до него под Восточными Карпатами составляет 10—12 км. Метаморфизованный субстрат Закарпатского прогиба местами, по-видимому, уже более молодой, герцинский, находится на глубине 5—8 км.

В центральной и южной частях Трансильванской впадины изогипсы с отметками 4—6 км характеризуют, очевидно, поверхность метаморфизованного байкальского комплекса. В то же время на севере Паннонского и Трансильванского массивов развит гетерогенный фундамент Внутренних Карпат, покрытый чехлом неогеновых отложений.

Байкальское основание Мизийской плиты системой разломов различного простирания расчленено на серию блоков. Это обусловливает существенные изменения глубин залегания фундамента на сравнительно небольших расстояниях. Основание западной и восточной частей плиты приподнято до глубин 2—3 км (Видинско-Стрехайское, Балш-Опташское поднятия на западе, Северо-Болгарский свод, Кранец-Кардамская антиклиналь на востоке), а в центральной части (Александрийская впадина) погружено до отметок 6—7 км. Наиболее приподнятой является северо-восточная часть Мизийской плиты. Здесь в пределах горста Центральной Добруджи байкальский фундамент выходит на поверхность и по глубинному разлому Печеняга — Камена контактирует с герцинским складчатым основанием Северной Добруджи. Такую же роль этот разлом играет и северо-западнее, в районе р. Серет, а также юго-восточнее, под Черным морем, где он разграничивает эпибайкальскую Мизийскую и более молодую Скифскую плиты. По сбросам северо-западного и меридионального простирания фундамент Мизийской плиты резко погружается от Центральной Добруджи на запад, под Предкарпатский прогиб, где под Фокшанской депрессией глубина до него достигает 18 км, на юг и юго-восток, под Нижнекамчийский предгорный прогиб (глубина 10—12 км) и Черноморскую впадину.

К западу от Мизийской плиты байкальский метаморфизованный субстрат воздымается до глубины 1—2 км. Область приподнятого залегания фундамента охватывает зону сочленения Южных Карпат с северо-западным окончанием Балканид, северную часть Сербо-Македонского массива и южную оконечность Большой Венгерской впадины. Под Динаридами наблюдается погружение фундамента в сторону Адриатического моря, глубины в юго-западной части мегантиклинория достигают 8—10 км. В центральных частях Паннонского срединного массива глубины до Байкальского метаморфизованного комплекса превышают 5 км.

В пределах Датско-Польской внутриплатформенной складчатой зоны (борозды) дорифейский кристаллический субстрат Восточно-Европейской платформы сменяется фундаментом, неоднородным по составу и возрасту. В этой зоне байкальское основание надстраивается палеозойским, возможно каледонским, складчатым комплексом, глубина залегания которого по сейсмическим данным в среднем составляет 5—6 км. Локальное погружение складчатого основания до 8—9 км фиксируется в Щецинской мульде, характеризующейся резко приподнятым северным крылом.

На территории ГДР поверхность палеозойского фундамента построена по результатам автоматизированной обработки сейсмических данных, полученных станциями «Земля». В северной части ГДР сейсмическая граница, залегающая на глубине около 8 км, относится к каледонскому комплексу, в южной, где глубины меньше, — к герцинскому.

Изогипсы в центральной части республики характеризуют строение кровли эффузивно-интрузивных образований, обусловливающих Восточно-Эльбский максимум гравитационного и магнитного полей.

В области варисской консолидации, на востоке реногерцинской зоны, на западе и севере Саксо-Тюрингии герцинский комплекс погружен на глубину до 1 км. Локальные опускания складчатого основания до глубины 2 км отмечаются также в пределах изолированных мульд Чешского (Богемского) массива. Фундамент юго-восточной окраины эпигерцинской платформы ступенеобразно погружается в Северное и Западное Предкарпатье, образуя здесь на глубине 3—4 км основание внешнего крыла передового прогиба. Оно перекрыто сложной системой карпатских надвигов (флиш, моласса).

Метаморфизованные дислоцированные породы байкальской, герцинской и киммерийской консолидации слагают основание Скифской плиты. Различия в гипсометрическом положении древнего фундамента Восточно-Европейской платформы и молодого основания Скифской плиты в зоне их сочленения закономерно уменьшаются в восточном направлении и становятся минимальными в Предкавказье. Ко шву между древней и молодой платформами приурочена линейновытянутая грабенообразная Причерноморско-Кубанская впадина, глубина до фундамента в отдельных (западных) частях которой достигает 8—10 км. Северный борт этой впадины является одновременно южным склоном Украинского щита, южное ограничение образует Килийско-Симферопольско-Березанская полоса поднятий с глубинами до молодого фундамента 0,3—1,5 км, которая смыкается на востоке с Адыгейским выступом.

Осадочный чехол большой мощности (более 12 км) развит в Индоло-Кубанском передовом прогибе, ограниченном с запада и севера дугой Симферопольско-Березанских поднятий, с востока — Адыгейским выступом. Прогиб асимметричен: его южный борт крутой, осложненный складками и разломами, северный — пологий и спокойно построенный.

Наиболее крупной положительной структурой Предкавказья является Ставропольский свод. Его южная часть приподнята, мощность осадочных отложений составляет здесь менее 1 км. Продолжением Ставропольского свода на восток является Прикумско-Тюленевский выступ, который огибает с севера открытый в сторону Каспия Терско-Каспийский передовой прогиб. Мощность осадочной толщи в прогибе, имеющем палеозойский фундамент, превышает 10 км.

Скифская плита ограничена с юга зоной разломов, проходящих вдоль северной периферии Большого Кавказа (Пшекиш-Тырныаузский, Ахтырский), через Керченский полуостров, по северному ограничению Горного Крыма (Симферопольский), через северо-западный шельф Черного моря. На западе Скифская плита смыкается с Мизийской плитой.

Складчатое основание периферических участков Черноморской впадины образуют погребенные продолжения складчатых систем альпийского пояса: Большого Кавказа, Аджаро-Триалет, Восточного и Западного Понта, Балканид. На северо-западе впадины ее периферическая часть покоится на фундаменте Скифской и Мизийской плит. Центральная часть Черноморской впадины сформировалась на продолжении Закавказского срединного массива. В ее пределах по геофизическим данным нет гранито-гнейсового комплекса консолидированной коры и непосредственно под осадочной толщей располагается «базальтовый» слой. Фундамент Черноморской впадины, таким образом, является гетерогенным и имеет сложное зональное строение. В центральной, «безгранитной» части впадины глубина до фундамента превышает 10—12 км. Максимальные значения (около 16 км) отмечены в районе Западно-Черноморского прогиба. Восточнее глубина уменьшается до 10 км. По краям «безгранитной» области осадочная толща располагается, по-видимому, на переработанных «останцах» древнего срединного массива, состав и строение которых должны быть близки однотипным по генезису образованиям Закавказского массива, Мизийской плиты и южной окраины Скифской плиты. Мощность «гранитного» слоя, полностью редуцированного в центре Черноморской впадины, закономерно увеличивается по направлению к ее периферии. Фундамент периферических частей впадины расчленен рядом поднятий и прогибов, глубина до него изменяется от 14 до 5—6 км.

Строение фундамента Кавказа характеризует сейсмический горизонт, в Предкавказье отождествляемый с поверхностью гетерогенного, байкальско-герцинско-триасово-юрского дислоцированного комплекса, в Рионской впадине — с кровлей докембрия. В других районах Кавказа этот горизонт располагается в верхней части складчато-консолидированной коры и в большинстве мест совпадает с ее поверхностью. Изогипсы описываемого горизонта в Восточном Причерноморье хорошо увязываются с изоглубинами подошвы осадочных отложений Черного моря, они характеризуют изменение глубин залегания фундамента Закавказского срединного массива на всем пространстве от Рионского до Куринского межгорных прогибов. Метаморфизованный байкальский комплекс воздымается от Черноморской впадины к Дзирульскому кристаллическому массиву, здесь он обнажается, затем восточнее вновь погружается, достигая в Мирзаанской впадине глубины 15 км. После антиклинального перегиба, соответствующего северному продолжению Талышских гор, фундамент круто опускается в сторону Южно-Каспийской впадины, в пределах которой осадочный чехол мощностью более 20 км располагается уже на «безгранитной» консолидированной коре.

Байкальский фундамент Закавказского срединного массива продолжается, по-видимому, на юг в пределы складчато-глыбового сооружения Малого Кавказа, где он слагает основание Аджаро-Триалетско-Талышской дуги и выходит на дневную поверхность в Сомхето-Карабахском антиклинории. В Аджаро-Триалетской складчатой зоне субширотного простирания условный горизонт моноклинально погружается от глубины 3—4 км в восточной части зоны до 10 км вблизи Черноморского побережья.

Фундамент южного склона Сомхето-Карабахского антиклинория резко опущен в сторону Севано-Акеринского синклинального прогиба. В Мисхано-Зангезурской антиклинальной зоне, ограничивающей прогиб с юго-запада, кристаллический фундамент вновь воздымается, обнажаясь в нескольких местах, а затем углубляется в южном направлении до отметок 5—6 км в Ордубаро-Ереванском синклинории.

В складчатой системе Большого Кавказа, окаймляющей Закавказский срединный массив с северо-востока, рассматриваемый сейсмический горизонт соответствует киммерийскому структурно-формационному комплексу, который обнажается в Сванетском антиклинории и, погружаясь на юго-восток и северо-запад, подстилает флишевый прогиб южного склона Кавказского мегантиклинория. Мощность флишевых образований составляет в среднем 8—10 км, вблизи Апшерона — 16 км. Киммерийский комплекс залегает также под формациями (мощностью до 10 км) Северного Предкавказья, он чашеобразно прогнут под мегантиклинорием Большого Кавказа.

В целом гетерогенный фундамент Кавказского региона имеет сложное складчато-блоковое строение. На северо-востоке байкальское основание Закавказского срединного массива перекрыто альпийскими складчатыми толщами, на юго-западе, в складчато-глыбовом сооружении Малого Кавказа, природа фундамента достоверно определяется только в антиклинорных зонах.

Завершая схематический обзор гипсометрии разновозрастного фундамента Центральной и Восточной Европы, следует остановиться на некоторых общих тектонических особенностях, характерных для всей этой огромной и геологически чрезвычайно разноликой территории, состоящей из крупных платформенных областей, обрамленных на западе и юге Средиземноморским складчатым поясом, а на востоке — Уральской складчатой областью.

Платформы представлены разделенными впадинами, квазиизометрическими или вытянутыми выступами и массивами с дорифейским байкальским или палеозойским фундаментом, крупные выходы и поднятия которого тяготеют к окраинным областям: Украинский и Балтийский щиты, Чешский массив, Тиманский кряж, Ставропольский свод. Структура фундамента мозаична, он разбит сетью глубинных разломов различной ориентировки. Края платформ погружены, особенно в зонах перикратонных опусканий и на участках, прилегающих к передовым прогибам. Области краевых погружений наиболее протяженны и обширны в пределах древней Восточно-Европейской платформы и сравнительно узки на молодых платформах. Древний платформенный цоколь Евро-

пейского континента обрамлен байкальскими складчатыми геосинклинальными системами герцинского и альпийского возраста, для которых характерна линейная вытянутость структурных форм, контролируемая крупными глубинными разломами. В альпийском складчатом поясе выделяется протяженная зона срединных массивов, включающая Паннонский, Сербо-Македонский, Родопский, Закавказский массивы. Эта последовательность структур дополняется и Черноморской впадиной с переработанным фундаментом срединного массива. Байкальское основание срединных массивов глубоко прогнуто под окаймляющими их горными системами Альп, Карпат, Динарид, Балкан, Горного Крыма и Кавказа и перекрыто складчатыми образованиями этих систем. В предгорных прогибах фундамент, подстилающий складчатые области, значительно опущен по системам глубинных разломов. На участках сочленения разновозрастных платформ основание более молодой из них в большинстве случаев располагается гипсометрически выше фундамента древней: таковы границы Тимано-Печорской и Восточно-Европейской платформ, Среднеевропейской и Восточно-Европейской платформ на севере ПНР, Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты в Молдавии, в Азовском море и Северо-Западном Предкавказье. Исключение составляют зоны сочленения во впадинах, открытых в сторону передовых и внутригеосинклинальных орогенных прогибов (Люблинская впадина, Одесско-Сивашский прогиб).

Сложность тектонического строения Центральной и Восточной Европы определяет необходимость дальнейшего развития сейсмических исследований, направленных на изучение консолидированной коры с детальным прослеживанием ее поверхности.

РАЗДЕЛ МОХОРОВИЧИЧА

Раздел Мохоровичича (М) или граница между земной корой и верхней мантией четко фиксируется методом глубинного сейсмического зондирования. Наряду с головными или слабопрефрагированными волнами от указанной границы, как правило, регистрируются значительной амплитуды околокритические отраженные волны на расстояниях 70—80 и более километров от источника упругих колебаний. Амплитудная характеристика указанных волн настолько выразительна, что их можно распознать на сейсмограммах не только при непродольном профилировании, но и при дискретных наблюдениях. Поэтому в некоторых случаях для определения общей толщины земной коры применяют систему наблюдений типа отдельных обычных или крестовых зондирований.

При непрерывных системах наблюдений благодаря динамической выразительности околокритических отражений возможно с большой достоверностью определять разрывные нарушения по разделу М, что позволяет выделять отдельные блоки консолидированной коры.

Сопоставление структурных схем по разделу М и поверхности фундамента с учетом данных о глубинных разломах дает ценные материалы для составления тектонических карт исследуемой территории. Последние, как известно, необходимы для прогнозирования месторождений полезных ископаемых и решения ряда теоретических вопросов о происхождении земной коры.

По мере развития метода ГСЗ и получения новых данных о строении земной коры и, в частности границы М, менялись представления о ее структуре. По новым данным, подошва земной коры (раздел М) в различных регионах обладает своими специфическими чертами. В некоторых случаях это резкая сейсмическая граница, на которой скорость скачкообразно увеличивается, а в основном подошва земной коры представляет собой определенную переходную зону, толщина которой по вертикали достигает 5 и более километров, причем в этой зоне наблюдаются многочисленные локальные отражающие площадки или непротяженные горизонты.

Имеются районы, где в переходной зоне выделяются не одна, а две (в некоторых случаях и больше) границы М, располагающиеся друг над другом с разницей по глубине до 8—10 км, от которых регистрируются идентичные по амплитуде околокритические отражения. Скоростные параметры этих границ М различны, но, как правило, граница, залегающая на относительно меньших глубинах, характеризуется несколько меньшими граничными скоростями (7,6—7,8 км/с), чем поверхность, расположенная на значительных глубинах (8,1—8,4 км/с). Две поверхности Мохо

наблюдаются на участках, где происходит наложение двух разновозрастных тектонических структур, с каждой из которых связана соответствующая поверхность Мохо.

На рассматриваемой нами площади на целом ряде участков наблюдается описанное явление, например в районе Днепровско-Донецкого авлакогена, где наложены структуры раннепротерозойского возраста Украинского щита и Воронежского массива со структурами самого авлакогена герцинского возраста.

Сложное строение переходной зоны земная кора — верхняя мантия наблюдается в районе Восточных Карпат, где взаимодействуют три структурных плана — раннепротерозоский, байкальско-герцинский и альпийский.

Подробное описание указанного явления будет приведено в последующих разделах.

На участках, где отсутствуют две или больше четких поверхностей Мохо, строение переходной зоны земная кора — верхняя мантия также сложное. Ведь толщина переходной зоны и ее слоистость изменяются по площади. Это явление, очевидно, связано с глубинными процессами как в самой переходной зоне, так и в более глубоких горизонтах верхней мантии.

Таким образом, переход земной коры к верхней мантии, т. е. поверхность Мохо, в различных тектонических регионах выражен не одинаково. В некоторых случаях он разновозрастной, в других — представлен несколькими границами и др.

При такой сложной ситуации, естественно, возникают определенные трудности при построении единой для большой территории структурной схемы по поверхности Мохо. Для некоторых участков следует проводить построение по двум горизонтам, отображая современный и древний план границы М.

В настоящей схеме (рис. 76) нами были взяты данные по современному плану рассматриваемой поверхности. При построении общей схемы по поверхности Мохо были использованы соответствующие схемы, построенные разными авторами по различным регионам: по территории НРБ — Хр. Дачев, И. Петков; ВНР — К. Пожгай; ГДР — Х. Милицер, Ойсберг; ПНР — А. Гутерх, Э. Перхуць; СРР — И. Корнеа, П. Константинеску; СССР — М. А. Бородулин, Г. В. Краснопевцева, И. В. Литвиненко, И. В. Померанцева, М. И. Разинкова, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Н. И. Халевин; ЧССР — Б. Беранек и СФРЮ — Т. Драгашевич, Б. Андрич. (На рис. 76 цифры обозначают участки, по которым были построены структурные схемы указанными авторами.)

На схеме (рис. 76) изолинии проведены через 2,5 км, показаны также наиболее достоверные глубинные разломы. В центральной и северной частях Восточно-Европейской платформы данные ГСЗ отсутствуют и изолинии не показаны. К сожалению, на рассматриваемой территории исследования ГСЗ выполнены далеко не равномерно. Наиболее густая сеть профилей на Украине. В центральной и северной частях Восточно-Европейской платформы такие работы не проводились.

Описание структурной схемы начинается с наиболее обширного и древнего геологического региона, т. е. с Восточно-Европейской платформы Основной объем исследований ГСЗ в пределах указанного региона выполнен в юго-западной, южной и юго-восточной окраинах платформы. В северо-восточной части платформы исследования проведены только по одному региональному профилю (геотраверс III), а в северо-западной части (Балтийский щит) выполнено несколько коротких профилей. Максимальные глубины до раздела М в пределах платформы наблюдаются под отдельными участками Украинского щита и восточной частью Воронежского массива, где толщина коры достигает 55—60 км. Эти утолщения сравнительно узки (до 100 км) и протяженны, они хорошо коррелируются с полосами распространения раннепротерозойских пород фундамента, относимыми большинством геологов к геосинклинальным системам. Исходя из этого, рассматриваемые утолщения коры можно толковать как «корни» ныне денудированных древних гор, сохранившихся до настоящего времени.

Под Украинским щитом и его склонами, а также под Воронежским массивом наблюдается несколько таких зон с утолщенной корой. Наиболее западная, Львовская, характеризуется 50-километровой толщиной коры, простирается в меридиональном направлении, ограничена крупными разломами, сечет под острым углом границу Восточно-Евро-

лейской платформы и уходит под Восточные Карпаты. Глубинный разлом, ограничивающий с востока эту зону, Радеховский, проявляется по поверхности фундамента и в осадочных отложениях.

Вторая зона, Одесско-Ядловская, также трассируется в субмеридиональном направлении от Одессы до Голованевска, где изменяет свое простирание на север-северо-восточное. В районе Канева простирание ее, видимо, изменяется на северо-западное. Описываемая зона имеет сложное строение; на участке изменения простирания основной зоны (Голованевск) появляется еще одна ветвь утолщенной коры, уходящая на северо-запад в сторону Винницы и Шепетовки.

Наиболее выразительная Криворожско-Крупецкая геосинклинальная зона расположена в центральной части щита, она пересекает Украинский щит в меридиональном направлении. На север указанная зона уходит далеко за пределы щита в район Днепровско-Донецкого авлакогена и южного склона Воронежского массива, на юг продолжается до Черноморской впадины.

Орехово-Павлоградская зона в южном направлении также трассируется до акватории Черного моря, а в северном — уходит в пределы южного склона Воронежского массива, где соединяется с Донецко-Белгород-Михайловской геосинклинальной зоной.

Параллельно ей, но несколько к северо-востоку, расположена Оскольско-Щигровская геосинклинальная зона. На юго-востоке она достигает Ростовского выступа. Не исключено ее дальнейшее продолжение в Предкавказье.

Все перечисленные раннепротерозойские геосинклинальные зоны с соответствующими им утолщениями коры ограничены глубинными разломами, которые проявляются не только по разделу М, но во многих случаях и по поверхности фундамента и даже в осадочных отложениях. Эти древние разломы играли большую роль в формировании более молодых тектонических регионов, расположенных несогласно по отношению к ним.

Под Днепровско-Донецким авлакогеном на ряде участков наблюдается не одна, а две границы М. Первая, менее глубокая и, очевидно, более молодая, залегает на глубине 30—40 км. Вторая располагается на глубине 45—50 км, она прослежена на участках пересечения авлакогеном субмеридиональных утолщений коры, тянущихся от Украинского щита к Воронежскому массиву и имеющих раннепротерозойский возраст.

Под Прикаспийской впадиной разрез земной коры весьма необычен. По данным ГСЗ, в центре впадины «гранитный» слой либо полностью отсутствует, либо имеет очень небольшую мощность.

На востоке Восточно-Европейской платформы линии изоглубин до раздела М приобретают субмеридиональное направление, параллельное простиранию Уральского хребта.

Восточно-Европейскую платформу, как известно, обрамляют молодые тектонические регионы.

С запада, на территории ПНР это грабен Датско-Польской борозды шириной 75—100 км, под которым раздел М опущен до глубины 50 км. Грабен «прижат» к краю древней платформы и, следуя вдоль него, тянется на юго-восток, уходя под Восточные Карпаты. Под ними, таким образом, «встречаются» утолщения трех возрастов: раннепротерозойское — субмеридиональное, байкальско-герцинское — северо-северо-западное и альпийское — северо-западное. Толщина коры в месте «встречи» максимальная — 65 км.

На участке сочленения Восточных и Южных Карпат, где простирание горной дуги меняется с северо-западного на широтное, из-за малого объема данных ГСЗ построение структурной схемы раздела М затруднено и неоднозначно. Построены два варианта схемы. Согласно первому из них, который отражен на общей схеме, зона с толстой корой, прослеженная под Восточными Карпатами, заканчивается в районе Брашов — Брэила. По второму варианту (см. рис. 61), составленному с учетом данных гравиметрии (И. Корнеа и П. Константинеску), утолщение коры Восточных Карпат поворачивает в районе Брашов — Брэила на запад и продолжается под Южными Карпатами.

В настоящее время трудно определить, какой из этих вариантов более правильный. Во всяком случае, геологически Восточные и Южные Карпаты сильно отличаются: первые почти полностью сложены флишевыми толщами, у вторых — эти толщи развиты мало. Таким образом, геологическое развитие рассмотренных сегментов

Карпатской горной дуги было существенно различным.

Северо-Германская впадина, Чешский и Паннонский погребенный массивы характеризуются толщиной коры 25—35 км. Под Западными Карпатами толщина земной коры увеличивается до 40—45 км.

Мизийская плита и Черноморская впадина также имеют тонкую кору — 25—35 км. Проведение изолиний в пределах Мизийской плиты, как и в районе Южных Карпат, неоднозначно. На приведенной схеме изолинии в основном образуют субмеридиональный план структур. Возможен и другой вариант проведения изолиний, составленный Хр. Дачевым. Неоднозначность объясняется малым объемом исследований ГСЗ. Юго-западный участок рассматриваемой территории — Альпы и Динариды, характеризуется значительной толщиной коры — 45—55 км. Эти горные сооружения имеют характерные типичные «корни». Такая же картина наблюдается под Кавказом, где максимальная глубина до раздела М равна 55—60 км, под Горным Крымом — 50—52 км.

Таким образом, рельеф раздела М под Центральной и Юго-Восточной Европой сложный. Глубины до него меняются от 18—20 км (Черноморская впадина) до 60—65 км (Восточные Карпаты). Амплитуда изменения глубин до раздела М достигает, таким образом, 40—45 км. Характерной чертой структуры основания коры является ее блоковость, обусловленная существованием сети крупных глубинных разломов. Вертикальные смещения раздела М по ним достигают местами 20 км (Восточные Карпаты). Простирание структур основания коры изменчиво, наблюдаются различные направления, согласующиеся с простиранием основных разломов. Под горными сооружениями, как правило, наблюдаются утолщения; под впадинами, за единичными исключениями, мощность коры уменьшается.

СЕЙСМОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Под сейсмогенными структурами понимают зоны концентрации линейных дислокаций или их совокупностей, возникших в результате землетрясений. Дислокации, т. е. разрывы сплошности среды, необратимые деформации, могут проявляться на поверхности вследствие землетрясений с высокой энергией ($M \geqslant 5$) и сравнительно неглубокими очагами, но являются при этом чаще всего вторичными. Пространственное положение и протяженность первичного сейсмического разрыва в очаге определяют по данным о его механизме, по распределению главного толчка и его афтершоков (т. е. повторных толчков), а также по макросейсмическим данным (изосейстам землетрясений).

Особенности неравномерного проявления и затухания интенсивности землетрясений (по инструментальным и макросейсмическим данным), связанные как с положением разрывных нарушений, так и с другими возможными неоднородностями земной коры и верхней мантии (например, области аномальных значений плотности, электропроводности, скорости), использованы в качестве информативного признака опознавания и картирования протяженных сейсмогенных структур, разломов и связанных с ними очаговых (фокальных) зон сильных землетрясений.

В качестве картируемого свойства (признака) выбран параметр плотности потока сейсмогенных дислокаций, т. е. числа сейсмических разрывов, нормированных по площади. Такой анализ сейсмичности, основанный на представлении очага землетрясения как протяженного разрыва (или системы дислокаций) позволил составить представление о пространственном положении и соотношении сейсмогенных структур на глубинах, соизмеримых с глубиной очага (от первых десятков до сотен километров).

При анализе макросейсмического поля (т. е. изосейст землетрясений) обращалось внимание на основные направления, проведенные по осевым простираниям области аномальных или максимальных сотрясений (в простейшем случае — это, например, длинная ось эллипса изосейст). Такой методический прием обычно используется при интерпретации аномалий гравитационного, магнитного и других геофизических полей. При этом по форме, размеру, площади и интенсивности аномалий можно судить об элементах тех геологических объектов, которые создают эти аномалии.

Изложенный подход согласуется с известными в сейсмологии представлениями о том, что анализ искажений макросейсмического поля можно использовать

при определении особенностей строения земной коры, а в ряде случаев и верхней мантии.

Для тектонических (в коре) землетрясений невозможно объяснить, почему в пределах одной и той же очаговой зоны высвобождение сейсмической энергии происходило в произвольных направлениях. В таких случаях для сейсмогеологических целей интерес представляют не отдельные направления аномальных сотрясений, а их совокупность, суммарный эффект. Последний подобно физическим полям можно выразить через поток (плотность) этих направлений, отождествляемых нами с горизонтальными проекциями разрывов (дислокаций) в очаге, отнесенными к выбранной единице площади.

Такое определение плотности осей аномалий макросейсмического поля и способ их картирования может уточнить наиболее вероятное местоположение протяженных очаговых зон, сейсмогенных линеаментных структур и узлов их пересечения. Полученные данные позволяют также решить вопрос о длине сейсмогенных структур, необходимой для расчета максимально возможной энергии землетрясений.

Исходя из изложенных выше приемов обработки и способов интерпретации сейсмологических данных, для обширного пояса горно-складчатых структур Альпо-Карпато-Балкано-Динарского и Крымско-Кавказского регионов и сопредельных с ними территорий построена карта плотности глубинных сейсмогенных дислокаций (рис. 77).

На представленной карте отражены два фактора, характеризующие напряженное состояние литосферы:

а) плотность потока сейсмогенных дислокаций — количественный параметр макросейсмического поля, выраженный в условных единицах n км$^{-2}$ (площадь осреднения 625 км^2);

б) ориентация зон высокой плотности (концентрации) сейсмогенных дислокаций.

Выделенные зоны можно подразделить на четко совпадающие с известными геологическими разломами, выраженными на дневной поверхности; уверенно сопоставимые с положением скрытых разломов, установленных при интерпретации комплекса геолого-геофизических данных, не имеющие ясно выраженной связи с различными структурами, но совпадающие с аномалиями физических полей, отражающими иные неоднородности среды, чем разломы.

Анализ пространственного положения глубинных сейсмогенных структур в пределах альпийского складчатого пояса позволяет сделать следующие выводы:

1) почти для всех исследованных регионов наиболее характерны северо-восточные и северо-западные азимуты простирания, а для ряда регионов также субширотные и субмеридиональные;

2) намечается характерная закономерность в том, что одно из преобладающих направлений сейсмогенных структур совпадает с простиранием главных тектонических элементов и морфологических единиц; а другое направление ориентировано поперек или по диагонали к простиранию главнейших линейных структур; в этой связи особое внимание следует уделить возможности выявления скрытых глубинных поперечных структур, плохо или вовсе не выраженных по другим критериям;

3) можно предположить, что формирование перечисленных направлений глубинных сейсмогенных структур, отражающих напряженное состояние земной коры в интервале глубин 5—20 и более километров, соответствуют в общих чертах простиранию глубинной планетарной трещиноватости (или планетарных зон концентрации напряжения).

Основные направления плотности глубинных сейсмогенных дислокаций трассируют контуры блоков земной коры, разделенных глубинными разломами регионального значения. Возраст этих разломов, вовлеченных в сейсмические процессы, различный: от дорифейского до альпийского.

Сеть выделенных сейсмогенных структур отвечает ориентации тектонических структур альпийского возраста, однако сейсмогенные структуры подчинены плану древних тектонических структур и разломов.

Можно предположить, что наиболее древним структурам и разломам, унаследованным и обновленным сейсмогенными дислокациями, отвечают в пределах альпийского складчатого пояса северо-восточные и субмеридиональное направления. План альпийских и позднеальпийских структур в сейсмогенных дислокациях реализован в субширотных и северо-западных азимутах их простирания.

Соответственно, первые из упомянутых направлений, т. е. северо-восточное и субмеридиональное, более глубокие (до 20 и более километров), чем вторые (от первых километров до десятков километров). В пользу древности северо-восточного и субмеридионального направлений свидетельствуют наличие аналогичных простираний древних структур относительно асейсмичных платформенных территориях (Восточно-Европейской, Скифско-Туранской), а также связь с сейсмогенными структурами проявлений разновозрастного (в том числе и доальпийского) оруденения.

Известно, что глубина проникновения в литосферу разновозрастных разломов различна и охватывает интервал от первых километров до нескольких сотен километров. В связи с этим можно говорить и о разноэтажности выявленных сейсмогенных структур.

Анализируя графики распределения плотности очагов с глубиной, отождествляемые с распределением энергии землетрясений в разрезе земной коры, можно считать распределение сейсмичности в коре и верхней мантии неравномерным, а также получить представление о глубинах, на которых современные тектонические процессы отличаются наибольшей интенсивностью. Так, на Балканах сейсмоактивные этажи расположены на глубинах 5—10, 15—20 и 35—40 км, в то время как в Восточных Карпатах в коре имеется лишь слабый максимум сейсмичности на глубине 15—20 км, а интенсивные максимумы — в верхней мантии на глубине 100—120 и 151—170 км. В Крыму главный максимум находится на глубине 15—20 км, менее интенсивный — на глубине 30—35 км. На Кавказе большинство очагов расположено на глубине 10—15 км, значительно меньше их на глубине 30—35; 60 и 100 км. В Копетдаге очаги в основном тяготеют к глубинам 20 и 40 км, а в Иране — к средней глубине 35 км.

Таким образом, на основании изложенного выше можно сделать вывод о разноэтажности сейсмогенных (энергоемких) структур и о возможной принадлежности их не только к субвертикальным (разломы, ослабленные зоны), но и к субгоризонтальным неоднородностям в земной коре и верхней мантии, таким, как подошва осадочного чехла, разделы между разновозрастными комплексами внутри гранитного слоя, кровля и подошва «базальтового» слоя, кровля и подошва волноводов в коре и верхней мантии. В каждом конкретном случае значение этих неоднородностей различно.

Различия в глубинах сейсмоактивных этажей подчеркивают индивидуальные особенности строения и условий деформации активных объемов литосферы альпийского складчатого пояса, вовлеченных в современные геодинамические процессы. На основании изложенных сведений и их экстраполяции на геологические объекты, можно более уверенно говорить о разноэтажности глубинных разломов (в геологическом понимании) в разрезе литосферы. Опыт такого разделения сейсмогенных структур по глубинным этажам выполнен пока только в условиях Восточных Карпат. Нет сомнения в том, что аналогичные реконструкции в других регионах альпийского пояса позволят понять сложные взаимоотношения между древними переработанными структурами и направлениями молодых деформаций.

В современных проявлениях сейсмичности находят отражение региональные надвиговые и сдвиговые структуры глубинного заложения. Фокальные (очаговые) зоны землетрясений во фронтальных частях или внутри складчатых структур фиксируют смещения активных блоков литосферы на глубинах до нескольких сотен километров. Фокальные зоны отражают сложное внутреннее строение и кинематику линейных сейсмогенных структур.

В настоящее время, по-видимому, следует отказаться от традиционного предположения о полной асейсмичности платформенных территорий. Следует скорее говорить о низком энергетическом уровне современных медленных и быстрых сейсмических движений. Возрождение сейсмичности в относительно спокойной и стабильной области Туранской эпигерцинской плиты (в районе п. Газли), возможность возникновения аналогичных ситуаций в подвижных структурах Скифской плиты вблизи активных горных районов Крыма и Кавказа, а также землетрясение (с $M \leqslant 5$) в Эстонии, на побережье Рижского залива,— все это заставляет с большой тщательностью изучать сейсмичность так называемых «асейсмичных» территорий.

Для Восточно-Европейской платформы, где очаги слабых ($M \leqslant 4$) землетрясений можно представлять как точеч-

ные, оказалось возможным составить карту сейсмогенных структур в изолиниях плотности точечных очагов, нормированных по площади 400 × 450 км² и интервалу времени порядка 100 лет.

Закономерности пространственного проявления сейсмогенных структур указывают на существование в земной коре и верхней мантии в пределах Восточно-Европейской платформы крупных линейных неоднородностей, которые влияют на распространение сотрясений от землетрясений, возникающих в пределах альпийских горно-складчатых сооружений. Так, почти все сильные карпатские землетрясения района Вранча (с очагами в верхней мантии 100—200 км) ощущаются на значительных территориях к северо-востоку, вплоть до Москвы и Ленинграда, тогда как в юго-восточном направлении они ощущаются на незначительных расстояниях. Подобная закономерность наблюдалась для землетрясений 1802, 1829, 1938 и 1940 гг. В то же время сотрясения от разрушительных кавказских землетрясений, распространяясь на северо-восток, быстро затухают в северо-западном направлении. Это указывает на то, что от Азовского моря до Среднего Урала протягивается крупная зона неоднородностей земной коры, интенсивно поглощающая сейсмическую энергию, не давая ей распространяться к юго-востоку от Карпат и к северо-западу от Кавказа. Таким образом, Азово-Среднеуральская сейсмогенная зона играет роль одного из главнейших структурных рубежей, регулирующих сейсмичность Восточно-Европейской платформы.

Отчетливые структурные направления выражены в распределении зон концентрации (плотности) очагов землетрясений в других районах платформы и в пределах Фенноскандии. И здесь отчетливо выражены северо-восточные и особенно северо-западные простирания активных сейсмогенных структур регионального значения, которые, по-видимому, тесно геофизически связаны с глубинными блоковыми и разломными структурами коры и верхней мантии.

При построении карты сейсмогенных структур были использованы макросейсмические и инструментальные сведения о землетрясениях, собранные в следующих известных сводках: С. В. Евсеева (1969) — по советской части Восточных Карпат; И. Атанаску (1961) — по румынской части Карпат; И. В. Ананьина (1964, 1968) — по Кавказу и Восточно-Европейской платформе, Д. Н. Рустановича (1967) — по Копетдагу; Б. и Ек. Григоровых (1964) — по территории Болгарии; Г. А. Шенкаревой (1973) — по территории Италии; А. Рэтли (1952) и других авторов — по территории Венгрии, Чехословакии; материалы Балканского сейсмологического проекта ЮНЕСКО (1973) — для территорий Югославии, Албании, Греции, Болгарии, Турции, Румынии.

Эти данные были частично пересмотрены и дополнены публикациями последних лет. Основные публикации, содержащие методические разработки, приведены в списке литературы.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ

За последние годы значительно увеличилось количество определений теплового потока, что позволяет делать широкие обобщения геотермических данных и переходить к построению разномасштабных карт, на основе которых можно выполнять комплексный анализ теплового поля совместно с другими физическими полями Земли и учетом особенностей геологического строения. Карты тепловых потоков для отдельных регионов создавались неоднократно. Они уточнялись и детализировались по мере накопления фактического материала. Для всей рассматриваемой территории карта тепловых потоков в масштабе 1 : 10 000 000 была подготовлена Рабочей группой 1.4 КАПГ и опубликована в 1976 г. в монографии «Геоэлектрические и геотермические исследования» [29]. В этой книге дана также наиболее полная характеристика теплового поля стран Центральной и Восточной Европы.

Появление дополнительных данных и сгущение сети пунктов наблюдений теплового потока открывает новые закономерности в распределении теплового поля и способствует более глубокому пониманию природы тепловых потоков и их связи с геологическим строением и глубинными процессами. В настоящее время получены новые данные, особенно по территории СССР, позволяющие строить более детальные карты и по-иному интерпретировать некоторые особенности теплового поля. При создании карты тепловых потоков Центральной и Восточной Европы в масштабе

1 : 5000000 (рис. 78) авторы использовали результаты собственных наблюдений и опубликованные материалы [8, 14, 19, 27, 30—39, 56, 57, 60, 68—71, 77].

На карте значения теплового потока даны в МВт/м², сечение изолиний — 10 МВт/м². Пункты определения тепловых потоков, как это видно из приведенной карты, распределены неравномерно. Наиболее густая сеть наблюдений имеется в южных районах европейской части СССР, а также на территории ЧССР и ГДР. Мало определений теплового потока выполнено в центральных и северных районах СССР. Здесь изолинии теплового потока в ряде случаев проведены довольно условно.

Характеристика теплового поля. Рассматриваемую территорию, объединяющую структуры разного возраста и происхождения, по характеру теплового поля можно разделить на две обширные области: Восточно-Европейскую платформу и ее геосинклинальное обрамление.

Тепловое поле Восточно-Европейской платформы относительно спокойное. Тепловые потоки изменяются от 22 до 70 МВт/м², среднее значение их составляет 45 МВт/м². На этой территории можно выделить несколько обширных зон с различным уровнем поля, которые соответствуют в основном крупным тектоническим структурам. Низкие тепловые потоки, составляющие 22—45 МВт/м² преобладают на Украинском и Балтийском щитах (средние значения соответственно равны 37 и 38 МВт/м²). Однако тепловое поле щитов неоднородно. В частности, на Украинском щите уверенно выделяются по крайней мере две зоны (Криворожско-Кременчугская и Уманско-Белоцерковская) с тепловыми потоками, не превышающими 36 МВт/м². В Кировоградском блоке, в Орехово-Павлоградской зоне тепловые потоки составляют 40—45 МВт/м². На Балтийском щите низкие тепловые потоки (30 — 36 МВт/м²) наблюдаются в Печенгском районе, повышенные (до 50 МВт/м²) — на Ловозерском и Хибинском массивах. Полоса относительно низких тепловых потоков (30—40 МВт/м²) протягивается через Воронежский и Белорусский кристаллические массивы. В пределах авлакогенов, внутриплатформенных синеклиз и антеклиз (Московской, Волго-Уральской, Причерноморской) наблюдаются повышенные тепловые потоки, составляющие 40—50 МВт/м². Наиболее высокие потоки на древней платформе, достигающие иногда значений 60—70 МВт/м², соответствуют зонам дислокаций — Доно-Медведицких, Жигулевских, Сакско-Шешминских и др.

Довольно сложный характер имеет тепловое поле в экзогональных впадинах (Печорской, Прикаспийской, Северо-Германской) и в прибортовых зонах Восточно-Европейской платформы. В Тимано-Печорской провинции выделяется протяженная аномалия тепловых потоков, совпадающая с южной частью Тиманского кряжа. Тепловые потоки увеличиваются здесь до 60—70 МВт/м². Восточная часть Печорской впадины характеризуется низкими тепловыми потоками. Целый ряд аномалий высоких тепловых потоков (60—70 МВт/м²), вытянутых в северо-западном направлении, прослеживается в Северо-Германской впадине. Такие же аномалии повышенных тепловых потоков наблюдаются во Львовском прогибе и в Прикаспийской впадине.

Геосинклинальное обрамление Восточно-Европейской платформы характеризуется резко дифференцированным тепловым полем. Тепловые потоки изменяются от 12 до 120 МВт/м² и более, но преобладают повышенные и высокие значения, образующие ряд зон с различным уровнем поля. Значительную площадь занимают тепловые потоки, составляющие 50—65 МВт/м². Они соответствуют в основном структурам Скифской и Среднеевропейской эпипалеозойской платформ, сформировавшихся или активизированных в варисскую эпоху тектогенеза (Манычский прогиб, вал Карпинского, Терско-Кумская впадина, Судеты, Чешский массив и др.).

На этом фоне довольно стабильных тепловых потоков выделяется ряд аномальных зон, в которых потоки возрастают до 70—80 МВт/м² и более. К таким зонам на Скифской платформе относятся Ейско-Березанское, Ставропольское, Тарханкутское поднятия. В пределах эпипалеозойской платформы Средней Европы аномалия высоких тепловых потоков протягивается с юго-востока на северо-запад через Чешский массив и совпадает с тектонической линией Эльбы. Высокими тепловыми потоками характеризуется Пражский синклинорий, а также северный край платформы по линии Магдебург — Берлин — Варшава.

На отдельных структурах в этих зонах тепловые потоки достигают 100—110 МВт/м².

Высокие тепловые потоки (65—80 МВт/м²) наблюдаются в областях альпийской складчатости Карпат и Кавказа. Максимальные значения тепловых потоков, достигающие 100—120 МВт/м², соответствуют зонам неоген-четвертичного вулканизма в Закарпатском прогибе, Паннонской впадине, на Кавказе. Пониженными тепловыми потоками (50—70 МВт/м²) в альпийском поясе характеризуются Южные Карпаты, некоторые древние массивы Западных Карпат, Горный Крым.

Значительные колебания тепловых потоков наблюдаются в альпийских предгорных прогибах. Преобладают низкие тепловые потоки, составляющие 30—50 МВт/м². Минимальные значения соответствуют наиболее погруженным частям прогибов. С поднятиями в большинстве случаев связаны повышенные тепловые потоки. Так, средняя величина теплового потока в Терско-Каспийском прогибе составляет 42 МВт/м², в зоне Терско-Сунженских поднятий увеличивается до 55 МВт/м², а на локальных структурах — до 60—65 МВт/м². Повышенные тепловые потоки отмечаются в Моравском прогибе, в восточной части Индоло-Кубанского и северной части Предкарпатского прогибов.

Межгорные впадины характеризуются высокими и низкими тепловыми потоками. Первые соответствуют Паннонской впадине, вторые — Рионской и Куринской.

Низкие тепловые потоки (12—50 МВт/м²) преобладают во внутренних морях — Черном и Каспийском. Лишь в пределах отдельных относительно локальных зон тепловые потоки увеличиваются до 60—70, а иногда до 100—150 МВт/м². В Черном море повышенные тепловые потоки наблюдаются в узкой полосе, протягивающейся вдоль Южного берега Крыма. Вторая зона повышенных тепловых потоков прослеживается к югу от берегов Крыма в районе Ялты.

В Каспийском море аномальные тепловые потоки (70—100 МВт/м²) установлены в Южно-Каспийской впадине к северу от поднятия Шатского, а также в Дербентской впадине. Последняя аномалия, на которой значения тепловых потоков достигают 135—210 МВт/м², является локальной и связанной, очевидно, с гидротермальной деятельностью.

Анализ данных о тепловых потоках. Анализируя региональные особенности в распределении тепловых потоков на рассматриваемой территории, можно сделать вывод, что определяющее влияние на характер теплового поля оказывает тектоника и история геологического развития региона. Этот вывод подтверждается тем, что, во-первых, высокие тепловые потоки соответствуют в основном зонам крупных нарушений, вулканизма, рифтообразования и геосинклинальной складчатости, и, во-вторых, величина теплового потока зависит от возраста структур. Особенно большое влияние на величину теплового потока оказывают тектонические и магматические процессы в зонах молодой активизации, в которых часто наблюдаются максимально высокие тепловые потоки. Это преимущественно сильно нарушенные зоны, секущие структуры разного возраста. Так, аномалия высоких тепловых потоков Ставропольского свода и Кавминводского выступа имеет антикавказское простирание и пересекает палеозойские и более молодые структуры. С неоген-четвертичной активизацией связаны аномалии высоких тепловых потоков, пересекающие варисские и более древние структуры Средней Европы. С активизацией в мезозойское время связаны повышенные тепловые потоки Ейско-Березанской и Тарханкутской зон.

Установленные закономерности в распределении тепловых потоков свидетельствуют о поступлении дополнительной тепловой энергии в период тектонической активизации, которая длительное время накапливалась в недрах, а в активный период расходуется на тектоническую, вулканическую и сейсмическую деятельность. Но большая ее часть выносится по ослабленным зонам продуктами плавления и дифференциации мантии и теряется в виде теплового потока. Поскольку величина теплового потока уменьшается со временем, поступление этой энергии происходит, очевидно, в относительно ограниченный отрезок времени.

Значительные колебания тепловых потоков в предгорных прогибах связаны в основном с двумя факторами: историей геологического развития фундамента и условиями накопления, мощностью и строением осадочной толщи. Высокие

тепловые потоки соответствуют в основном тем прогибам или их частям, которые сформировались на структурах молодого возраста. Однако в результате накопления осадков тепловые потоки уменьшаются. Чем больше мощность осадков и меньше их возраст, тем большее влияние оказывают они на тепловое поле.

Особенно большие возмущения теплового поля наблюдаются в бассейнах недавнего и современного осадконакопления. При интенсивном накоплении осадков тепловые потоки в самой верхней части разреза уменьшаются в 1,5—2 раза. Факт постепенного увеличения тепловых потоков с глубиной установлен во всех впадинах и прогибах, заполненных молодыми осадками, включая Черноморскую впадину.

В отличие от молодых активных зон на древних платформах определяющее влияние на распределение тепловых потоков оказывают строение земной коры и содержание в ней радиоактивных элементов. Низкие тепловые потоки в Печенгском районе на Балтийском щите, в Побужье на Украинском щите хорошо согласуются с низким содержанием радиоактивных элементов в верхнем слое земной коры [4, 29]. Большинство локальных аномалий на Русской плите удовлетворительно объясняются структурным фактором — строением осадочной толщи и условиями залегания кристаллического фундамента [30, 32, 59, 71].

Мощность земной коры незначительно влияет на величину теплового потока. В пределах отдельных тектонических зон намечается тенденция к увеличению тепловых потоков при уменьшении мощности земной коры. Так, в Паннонской впадине максимальные значения тепловых потоков соответствуют участкам с утоненной земной корой. Такая же закономерность отмечается для Чешского массива, палеозойских структур Средней Европы, Украинского щита и др. Однако единой зависимости между величиной теплового потока и мощностью земной коры в пределах рассматриваемой территории установить невозможно. Тот факт, что тепловой поток возрастает в зонах с утоненной земной корой, свидетельствует о большом вкладе мантии в общую величину теплового потока. Даже в стабильных платформенных областях, по-видимому, около половины наблюдаемой величины теплового потока поступает из мантии.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Территория Центральной и Юго-Восточной Европы является относительно хорошо изученной глубинными геоэлектрическими методами — методом магнитовариационного профилирования (МВП) и методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). В 1976 г. опубликована монография КАПГ, в которой методика и результаты электромагнитных исследований изложены подробно. Здесь нами приведены основные наиболее достоверно установленные факты об аномалиях распределения электропроводности в рассматриваемом регионе.

МВП — это метод поиска и изучения крупных горизонтальных неоднородностей электрической проводимости в земной коре и верхней мантии путем наблюдения и анализа аномальной части поля геомагнитных вариаций. Наблюдения геомагнитных вариаций могут быть синхронными площадными (наиболее совершенная методика), профильными и точечными. По наблюдениям в каждой точке можно определить так называемые векторы индукции. Вектор индукции в средних широтах характеризует аномальное поле в вертикальной компоненте геомагнитных вариаций и дает информацию о вызвавшей его аномалии электропроводности. Из существующих разновидностей векторов индукции используем векторы Визе [117], которые направлены от хорошо проводящего тела и перпендикулярны к его простиранию. Карта векторов Визе региона представлена на рис. 79. Дивиргентное (расходящееся) изменение направления векторов указывает на положение оси аномалии повышенной электропроводности, конвергентное (сходящееся) — показывает положение плохо проводящих блоков, причем в последнем случае поведение векторов обычно весьма сложное из-за наложения аномальных полей от нескольких удаленных проводящих объектов. По карте векторов Визе выделяется несколько крупных аномалий повышенной электропроводности (рис. 79). Каждая из этих аномалий пересечена профилями синхронных наблюдений и получены профильные графики аномального поля, по форме которых можно оценить максимально возможную глубину залегания центра аномальных токов. Такую же оценку можно приближенно выполнить по проекциям вектора Визе на профиль,

пересекающий аномалию. Более конкретная оценка глубины залегания аномального объекта имеет важное значение для суждений о его природе и возможной практической значимости. Метод МВП не позволяет определить глубину аномального проводника (кроме упомянутой выше максимальной оценки) [52]. Глубину h верхней кромки проводника можно определить методом МТЗ, который основан на синхронной регистрации электрических и магнитных компонент вариаций. Метод МТЗ подвержен значительному влиянию искажающих факторов, которые затрудняют получение достоверных и высокоточных результатов. Однако над аномальными зонами Центральной и Юго-Восточной Европы выполнен ряд МТЗ, позволяющих сделать выводы о глубине аномального тела, хотя и со значительной погрешностью.

Результаты интерпретации основных аномалий региона представлены в табл. 3. Все указанные аномалии (кроме Средневенгерской, по которой нет данных синхронных наблюдений МВП) характеризуются четким увеличением амплитуд вариаций горизонтальной компоненты, перпендикулярной к простиранию аномалии, и изменением знака вертикальной компоненты. Последнее на карте векторов Визе проявляется в смене их направления дивергентного типа.

Северо-Германско-Польская [99, 102, 109] и Днепровско-Донецкая аномалии совпадают с одноименными осадочными бассейнами. МТЗ показывают приповерхностную природу аномального проводника. Разрешающая способность методов МВП и МТЗ не позволяет пока однозначно ответить на вопрос — находится аномалия электропроводности только в осадочной толще или частично локализована и в толще фундамента.

Карпатская аномалия приурочена к Альпийской геосинклинали. Вероятная природа — частичное плавление, возникающее при амфиболитовой фации в процессе метаморфической переработки осадочных толщ, накопленных в геосинклинали [52]. Другое объяснение связывает аномалию с глубинным разломом, разделяющим Внешние и Внутренние Карпаты.

Средневенгерская аномалия обнаружена методами теллурических токов и МТЗ. Она локализована в палеозойских породах под Средневенгерскими горами. Аномалия может быть обусловлена графитами или графитизированными

Таблица 3

Аномалия	Обозначение на рис. 1	Глубина верхней кромки проводника h, км	Суммарная продольная проводимость G, 10^8 Ом$^{-1}$ м	Длина аномалии L, км	Тепловой поток, мккал/см·с	Геологическая обстановка
Северо-Германско-Польская	СГП	0	12	800	1,4—2	Вытянутый осадочный бассейн
Карпатская	КАРП	16±7	2	1200	1,3—2,0	Альпийская геосинклиналь. Мощность осадочных толщ превышает 15 км. Вероятная природа — частичное плавление в процессе регионального метаморфизма
Средневенгерская	СВ	6±3	0,7	200?	1,8—2,0	Аномалия простирается над Средневенгерскими горами в палеозойских породах. В районе аномалии местами наблюдаются проявления четвертичного вулканизма
Кировоградская	КИР	⩽30	2	700	0,9—1,1	Локализована в докембрийском фундаменте. На Украинском щите пространственно совпадает с максимумом современного подъема земной коры и аномалией сейсмических скоростей вблизи границы М
Днепровско-Донецкая	ДД	0	1,5	800	0,8—1,6	Вытянутый осадочный бассейн
Московско-Тамбовская	МТ	15±10	2—3	250?	Нет данных	Локализована в докембрийском фундаменте Восточно-Европейской платформы

Примечание. Оценки G и L выполнены И. И. Рокитянским [52 с дополнениями автора], данные по тепловому потоку взяты из работы [107] с уточнениями Р. И. Кутаса.

сланцами, что согласуется со значительной анизотропией магнитотеллурического поля [85]. Другое возможное объяснение природы аномалии—горячие растворы в глубинных разломах [86].

Кировоградская и Московско-Тамбовская аномалии локализованы в толще докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Высокий уровень индустриальных помех не позволил выполнить МТЗ над Кировоградской аномалией, поэтому ее глубина не уточнена. По данным МВП, глубина не превышает 30—35 км [51, 111]. Поверхностная природа исключается геологическими данными — обнажениями высокоомных пород Украинского щита в районе аномалии. Кировоградская аномалия прослежена наблюдениями на расстояние 700 км.

Московско-Тамбовская аномалия зарегистрирована севернее Тамбова [42, 43] и юго-восточнее Москвы [112] в пунктах, удаленных друг от друга на 250 км.

Проводящий слой на глубинах астеносферы исследовался методом группированных МТЗ. На территории Паннонской впадины выполнено около 20 глубинных МТЗ. Кривые указывают на наличие проводящего слоя, глубина его определяется со значительным разбросом, наиболее вероятное значение глубины 75 км [85]. Эта величина может быть занижена в результате искажающих эффектов.

В Предуралье и Зауралье на Свердловском пересечении проводящий слой выделен наиболее надежно. Глубина его верхней кромки 100—120 км при продольной проводимости порядка 2000 $Ом^{-1}$ [105]. В центральной части Восточно-Европейской платформы поверхностные условия более сложные. Данные МТЗ [22, 88, 104], по мнению некоторых исследователей, указывают на вырождение проводящего слоя на глубинах астеносферы в центральной части Восточно-Европейской платформы. Однако нам представляется, что делать выводы о параметрах проводящего слоя здесь преждевременно.

В Чешском массиве [108], Украинском щите [72] и других регионах получены перегибы и ниспадающие участки кривых МТЗ, которые при формальной интерпретации дают проводящие слои в литосфере на глубинах 10—70 км. Однако вывод о реальном существовании этих слоев можно сделать только после тщательного анализа возможных искажений [91].

О СТРОЕНИИ АСТЕНОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

В Институте геофизики АН УССР в свое время ставилась задача выяснения возможности изучения неоднородностей электропроводности земной коры и верхней мантии магнитотеллурическими методами. В связи с этим произведено большое число круглосуточных записей геоэлектромагнитных вариаций на территории центральной части УССР и Советских Карпат. Осциллограммы бухтообразных вариаций обработаны общепринятыми методами МТЗ и МВП. Полученные результаты подробно описаны в публикациях [9, 10, 50].

В настоящей работе излагаются результаты опытного опробования нового метода глубинных исследований с использованием спокойных геомагнитных солнечносуточных вариаций (S_q), названного условно геомагнитным профилированием (ГМП). Этим методом обработаны данные наблюдений на полевых временных станциях в Советских Карпатах и прилегающих районах и на постоянно действующих геомагнитных обсерваториях Европы за период Международного Геофизического Года (МГГ).

Полевые станции располагались по III и VIII профилям ГСЗ и на двух дополнительных параллельных профилях, пересекающих Волыно-Подольскую плиту и Карпатскую геосинклиналь. Качественные круглосуточные записи геомагнитных вариаций получены на 97 пунктах. Общая протяженность профилей составляет около 1300 км. Густота пунктов наблюдений на профилях определялась с учетом возможности решения задач детальных глубинных исследований.

Обсерваторные наблюдения использовались для установления общих закономерностей изменений параметров глубинной электропроводности в континентальном масштабе. Во время МГГ (1958 г.) на территории Европы регулярные записи геомагнитных вариаций проводились на 36 геомагнитных обсерваториях. Осредненные данные обработки опубликованы в каталоге [53].

Наиболее существенным в методе ГМП является использование импеданса базового пункта Z_0 и относительных амплитуд гармоник S_q — вариаций вертикальной k_z и горизонтальной $k_н$ составляющих геомагнитного поля для определения ка-

жущегося импеданса Z_{kz} по принципу экстраполяции. Связь указанных величин установлена по экспериментальным данным и методом лабораторного физического моделирования. Количественная зависимость параметров выражается линейным соотношением

$$Z_{kz} = Z_0 \frac{k_z}{k_н},$$

где $k_z = H_z/H_{z0}$; $k_н = \sqrt{H_x^2 + H_4^2}/\sqrt{H_{x0}^2 + H_{40}^2}$. Индекс «0» обозначает амплитуды гармоник S_q-вариаций на базовом пункте.

Величина импеданса Z_{kz} определяется практически без искажений благодаря тому, что поверхностные неоднородности не влияют на S_q-вариации геомагнитного поля. Метод ГМП в принципе должен быть эффективным при исследовании горизонтальных неоднородностей электропроводности мантии, которые больше всего проявляются на вариациях вертикальной составляющей геомагнитного поля.

В качестве основных параметров ГМП используются кажущаяся глубина (км)

$$h_{kz} = \frac{T}{2\pi} Z_{kz}$$

и кажущееся удельное сопротивление (Ом·м)

$$\rho_{kz} = 0{,}2T\,(Z_{kz})^2,$$

где T — период вариаций, с; Z_{kz} — импеданс, мВ/км/γ.

Количественная интерпретация этих параметров основана на горизонтально слоистой модели геоэлектрического разреза с практически непроводящим промежуточным слоем ($\rho_2 = 10^6$ Ом·м) и основанием разреза с конечной проводимостью. Формулы для вычислений истинной глубины h_2 и удельного сопротивления ρ_3 опорного горизонта получены в результате анализа модельных расчетных данных способом наименьших квадратов. В общем виде

$$h_2 = h_k \left[\frac{h_{20}}{h_{k0}} + 0{,}7695 \left(\frac{\rho_{30}}{\rho_{k0}} - \frac{\rho_3}{\rho_к} \right) \right];$$

$$\rho_3 = \rho_к \left[\frac{\rho_{30}}{\rho_{k0}} + 1{,}2995 \left(\frac{h_{20}}{h_{k0}} - \frac{h_2}{h_к} \right) \right].$$

Индекс «0» обозначает параметры на базовом пункте. Кажущиеся глубина и удельное сопротивление вычислены по истинным импедансам. Для двухслойной модели геоэлектрического разреза с идеально проводящим основанием величина h_k должна совпадать с истинной глубиной. Формулы применимы только для интерпретации с привязкой к известной глубине на базовом пункте.

За базовый пункт целесообразно принимать ближайшую геоэлектромагнитную обсерваторию. Во время проведения полевых наблюдений в Советских Карпатах действовали региональные геоэлектромагнитные станции «Корец», «Моршин» и «Ужгород». К сожалению, импедансы основных гармоник s_q-вариаций на всех трех станциях оказались в большой степени искаженными поверхностными неоднородностями. Поэтому за исходный базовый пункт пришлось принимать удаленную от района исследований обсерваторию «Одесса». Местоположение этой обсерватории по геологическому районированию относится к западной части Причерноморской впадины. Глубина залегания кристаллического фундамента здесь составляет 1600 м продольная проводимость осадочной толщи 800 сим

Непрерывная регистрация геоэлектрических вариаций на территории обсерватории ведется с начала 60-х годов. По данным ранее выполненной обработки осциллограмм бухтообразных вариаций построены кривые МТЗ для диапазона периодов 15—28 000 с [11]. Интерпретация проводилась по координатам максимума кривой на основе модели геоэлектрического разреза с идеально проводящим основанием. Глубины составляли по кривой ρ_x — 130 км; ρ_y — 260 км и по средней — 200 км (x — меридиональное направление; y — широтное).

Значение импеданса S_q-вариаций оказалось устойчивым только по соотношениям составляющих E_x и H_y и то лишь по одной 12-часовой (полусуточной) гармонике. При расчетах принималась осредненная величина Z_0, равная 0,028 мВ/км/γ.

В последнее время данные наблюдений на станции «Одесса» интерпретировались на основе трехслойной модели геоэлектрического разреза с конечным удельным сопротивлением основания. При этом удалось более или менее уверенно определить глубину и удельное сопротивление опорного горизонта по бухтообразным вариациям с периодом, равным 1 ч, в сочетании с 12-часовой гармоникой S_q-вариаций. Расчетные формулы получены способом наименьших квадратов. При

указанных периодах

$$h_2 = h_{k12}\frac{\frac{\rho_{k1}}{\rho_{k12}}-1}{\frac{\rho_{k1}}{\rho_{k12}}\cdot\frac{h_{k_{12}}}{h_{k1}}-1};$$

$$\rho_3 = \rho_{k12}\frac{\frac{h_{k1}}{h_{k12}}-1}{\frac{\rho_{k12}}{\rho_{k1}}\cdot\frac{h_{k1}}{h_{k12}}-1}.$$

Периоды вариаций обозначены соответствующими цифровыми индексами. Вычисленные значения $h_2 = 140$ км и $\rho_3 = 2$ Ом·м. По 12-часовой гармонике кажущиеся глубина $h_k = 190$ км и удельное сопротивление $\rho_k = 7$ Ом·м.

В литературе опубликованы различные варианты моделей геоэлектрического разреза, построенные по результатам ранее выполненных исследований. Общим в известных моделях является наличие двух высокопроводящих слоев. Первый из них отождествляется с астеносферным сейсмическим волноводом (слой Гутенберга). Образование этого слоя связывается с переходом вещества под нижней границей литосферы из кристаллического в аморфное состояние при температурах, близких плавлению [40].

Согласно обобщенной геоэлектрической модели Макдональда, удельное сопротивление астеносферного слоя составляет около 10 Ом·м и глубина до верхней границы порядка 100 км [13]. В Советских Карпатах глубина по МТЗ равна 120—600 км на сравнительно небольших расстояниях [9]. В работе [2] исследовалось пространственное распределение суммарной продольной проводимости астеносферы на обширной территории Советского Союза. На основании полученных результатов утверждается, что проводящий слой существует только под тектонически активными регионами.

Приведенные результаты исследований проводимости астеносферы получены методом МТЗ. Противоречивость данных интерпретации можно объяснить искажающими влияниями поверхностных горизонтальных неоднородностей на геоэлектрические вариации, которые пока нельзя учесть.

Второй проводящий слой выделяется более надежно на основе сферического анализа геомагнитных длиннопериодных бурь с внезапным началом, вековых вариаций и в основном S_q-вариаций. В данном случае определяются средние значения параметров электропроводности для всей Земли в целом [49]. По S_q-вариациям за разные периоды времени наблюдений оказываются довольно большими разбросы определяемых значений электропроводности. В среднем глубина составляет 200—300 км, а удельное сопротивление равно 1—15 Ом·м.

Причины увеличения электропроводности с глубиной большинство исследователей объясняют воздействием температуры. Количественная зависимость электропроводности пород и минералов определяется известной эмпирической формулой

$$\sigma = \sigma_0 e^{-\frac{E}{kT}},$$

где σ — удельная проводимость, Ом$^{-1}$ · м$^{-1}$; σ_0 — удельная проводимость при бесконечно высокой температуре; E — энергия активации, эрг; k — постоянная Больцмана, эрг·град$^{-1}$; T — температура.

Механизмы электропроводности подразделяются на три типа: проводимость за счет примеси, внутренняя проводимость и ионная полупроводность. В астеносферном слое предполагается ионная полупроводность при температуре 1000—1200° С [41]. По данным лабораторных измерений, при указанных температурах установлена значительная зависимость проводимости от петрографического состава пород [82]. Кроме того, выявлено скачкообразное изменение проводимости на два порядка в железистом оливине при фазовом переходе его в шпинель при температуре 600° С [84]. Такие изменения проводимости предполагаются при переходе оливина с высоким содержанием магния в шпинель [13].

Как полагают некоторые исследователи, температура не является единственной причиной аномальной электропроводности. Увеличение проводимости с глубиной может быть обусловлено возрастанием содержания железа и степени окисленности силикатных минералов [46, 73]. На основании теоретических расчетов сделан вывод, что при обогащении оливина железом до 23% возможно образование и слоя пониженных скоростей.

Для интерпретации ГМП можно использовать глубину до низкоскоростного слоя, определяемую сейсмическими методами, при условии, что она совпадает

с глубиной до проводящего слоя. По данным анализа теоретических скоростных разрезов, глубина до низкоскоростного слоя под щитами континентов равна 140 км и в два раза меньше под океанами [53]. В пределах территории проведения ГМП низкоскоростной слой исследовался в различных геологических регионах методом взрывной сейсмологии и по данным регистрации землетрясений. Первым методом определены глубины в Паннонской впадине (район Корцага) по отраженным волнам [47] и на сравнительно протяженном участке Московской синеклизы вдоль профиля ГСЗ Восточной Европы по рефрагированным волнам [5]. Для района Корцаги построен скоростной разрез до глубины 90 км. Верхняя граница низкоскоростного слоя определяется на глубине 57 км. Мощность слоя не установлена. На втором участке скоростной разрез исследован до глубины 150 км. Низкоскоростной слой выделяется в интервале 50—60 км, мощность слоя около 20 км.

На основе анализа характеристик землетрясений и естественных сейсмических волн определены глубины в Южных Карпатах по соотношениям интенсивности и балльности землетрясений [76], в Паннонской впадине — по регистрации объемных волн на сети региональных станций [92]. По указанным сейсмологическим данным низкоскоростной слой выделяется на глубине 80—100 км.

В порядке опыта вычислены удельные сопротивления астеносферы Советских Карпат с привязкой к глубине 75 км до низкоскоростного слоя. За базовый пункт принималась геомагнитная обсерватория «Тихань», расположенная в Паннонской впадине. При расчетах в формуле $h_2 = h_{20}$. Базовое значение ρ_{30} определялось подбором по соотношению

$$h_2 = kh_k - \Delta h$$

при $h_2 = 75$ км. Величины

$$k = 1{,}0042 + 0{,}0106\rho_3 + 0{,}0002\rho_3^2;$$

$$\Delta h = 43{,}7150 + 22{,}0725\rho_3 + 0{,}2800\rho_3^2.$$

Первое соотношение получено на основе анализа расчетных данных трехслойной модели геоэлектрического разреза, а остальные два — аппроксимацией уравнением параболы теоретических графиков зависимости k и Δh от ρ_3.

Вычисленные значения ρ_3 изменяются в пределах 5—15 Ом·м. Повышенные сопротивления приходятся на Львовский прогиб, северо-восточную часть Предкарпатского прогиба и Складчатые Карпаты, относительно низкие — на Закарпатский прогиб и всю территорию Волыно-Подольской плиты. Все это не согласуется с господствующим представлением о температурной природе астеносферного волновода и проводящего слоя.

Таким образом, если в действительности температура под платформами ниже, чем под тектонически активными регионами, то приходится предполагать, что либо проводящий астеносферный слой не является опорным горизонтом для S_q-вариаций, либо он имеет не температурную природу. В связи с этим возникает вопрос о степени допустимости отождествления проводящего слоя с сейсмическим волноводом.

Учитывая сказанное, параметры ГМП привязывались к глубине до проводящего слоя на станции «Одесса» (140 км), полученной магнитотеллурическим методом. В данном случае вычислялись глубины по формуле h_2 в предположении, что удельное сопротивление опорного проводящего слоя существенно не изменяется по площади ($\rho_3 = \rho_{30}$). При глубоком залегании опорного горизонта такое предположение вполне допустимо.

Вычисленные значения глубин для Советских Карпат и прилегающих районов находятся в пределах 200—300 км. На карте проведены изолинии 200 и 250 км (рис. 80). Картина изменения значений глубин оказалась довольно сложной. В пределах участков известных глубинных разломов, выделенных по ГСЗ на III [63] и VIII [115] профилях и другими методами, а также в области карпатской аномалии по векторам Визе [10], наблюдаются значительные перепады глубин на сравнительно небольших расстояниях. По всей вероятности, это связано с резкими горизонтальными неоднородностями проводимости, обусловленными концентрацией гидротермальных растворов в зонах разломов или контактным метаморфизмом. Не исключена возможность и подтока частично расплавленного вещества мантии.

Региональные особенности изменений глубин выделяются по изолинии 250 км. Максимальные глубины до 300 км приходятся на Львовский палеозойский прогиб, северо-западную часть Предкарпатского прогиба и Складчатые Карпаты. Меньшие глубины в среднем на 50 км

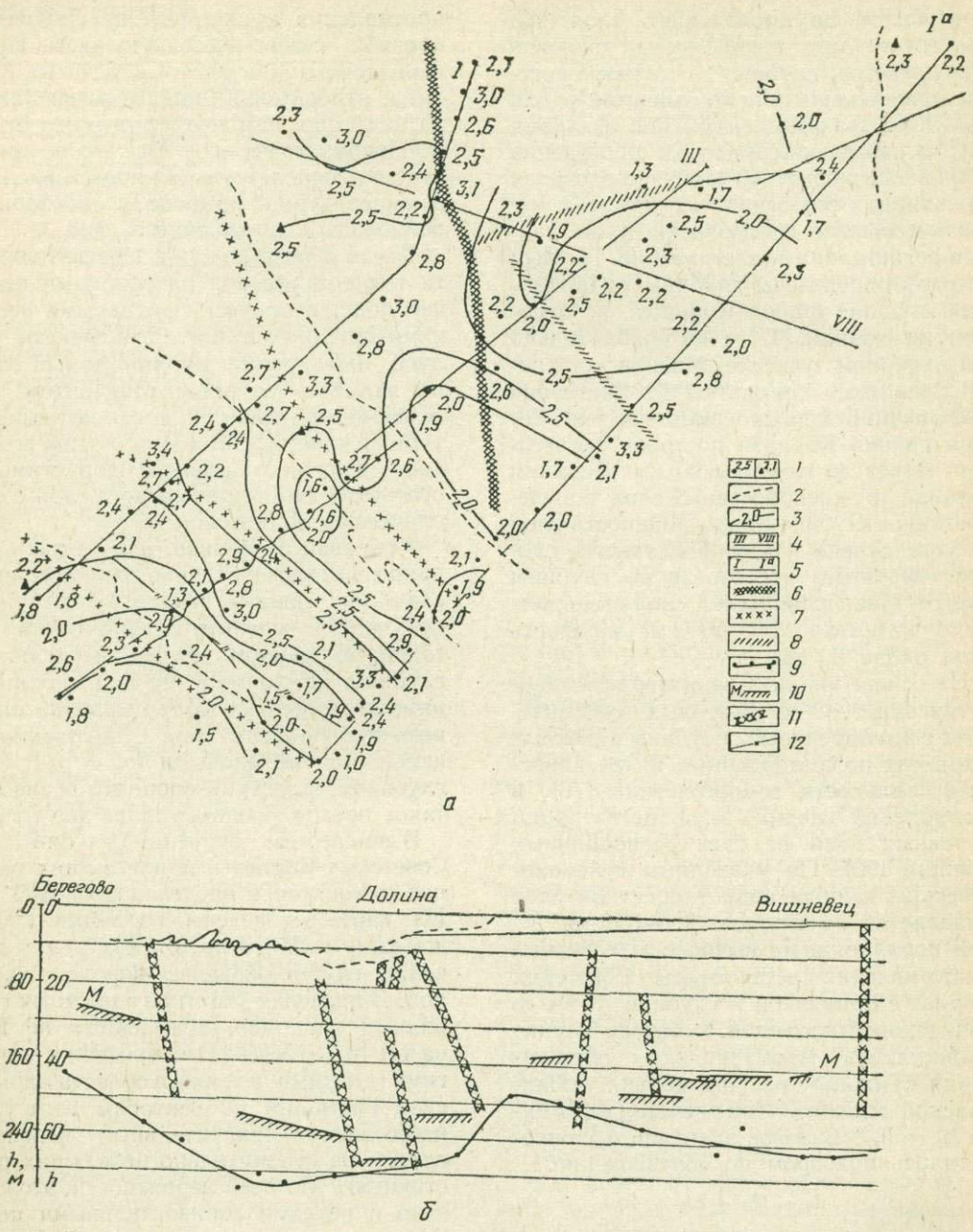


Рис. 80. Схематическая карта глубин высокопроводящего слоя мантии в Советских Карпатах и прилегающих районах по данным геомагнитного профилирования с использованием S_q-вариаций (*а*) и график глубины кровли высокопроводящего слоя по профилю ГСЗ III (*б*):

1 — пункты ГМП и значения глубин, сотни км (*а* — полевые пункты; *б* — стационарные); *2* — геологические границы; *3* — изолинии глубины, сотни км; *4* — профили ГСЗ; *5* — профили ГМП; *6* — Рахово-Радеховский разлом; *7* — глубинные разломы по ГСЗ; *8* — диагональные межблоковые разломы; *9* — профиль глубин; *10* — граница Мохо *11* — глубинные разломы; *12* — ось аномалии по векторам индукции (Визе).

наблюдаются в Закарпатском прогибе и почти на всей территории Восточно-Европейской платформы.

На рис. 80 профиль глубины сопоставлен с сейсмогеологическим разрезом по III профилю ГСЗ. Как видим, здесь проявляется качественное сходство с профилем глубин границы Мохо. Примерно такого же характера сходство обнаруживается и на VIII профиле ГСЗ.

Для выяснения возможности увязки полученных результатов ГМП с текто-

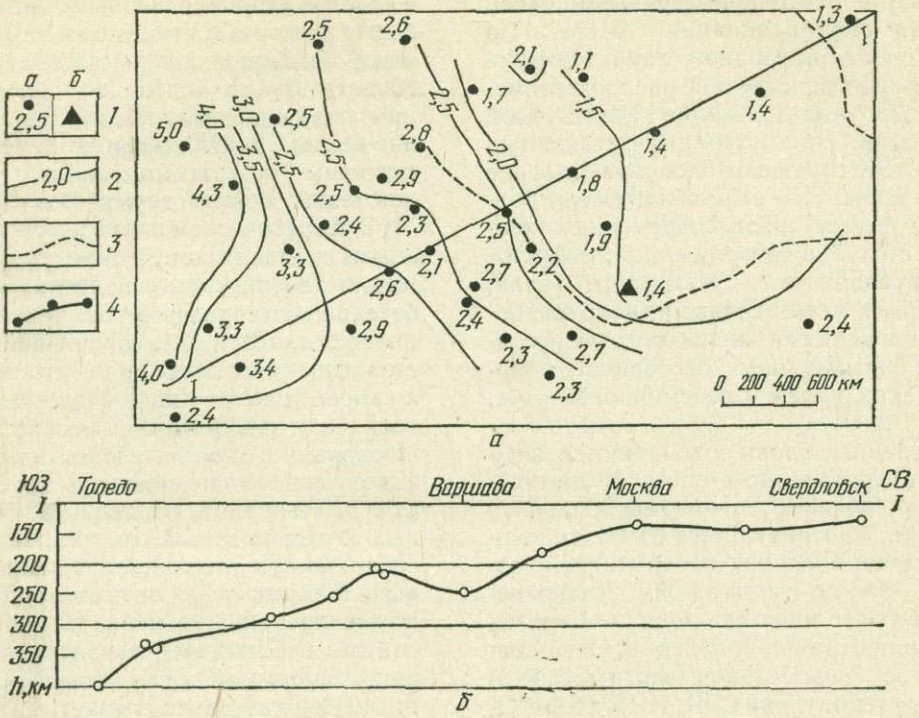


Рис. 81. Схематическая карта глубин кровли высокопроводящего слоя мантии в Европе по данным геомагнитного профилирования с использованием S_q-вариаций (*а*) и график глубины кровли высокопроводящего слоя по профилю Толедо — Варшава — Москва — Свердловск (*б*):

1а — геомагнитные обсерватории и значения глубин, сотни км; *1б* — опорная геомагнитная обсерватория, Одесса; *2* — изолинии глубин, сотни км; *3* — граница Восточно-Европейской платформы; *4* — профиль глубин.

никой необходимо использовать весь комплекс геолого-геофизических данных по региону. Этот вопрос должен стать предметом последующих исследований.

Параметры ГМП на территории Европы интерпретировались также с привязкой к глубине 140 км. Несмотря на редкую и неравномерную густоту пунктов наблюдений, в изменениях вычисленных значений глубин намечается вполне определенная закономерность (рис. 81). Существенным представляется меридиональная зональность в ориентации изолиний глубин. Минимальные глубины 140—200 км приходятся на Восточно-Европейскую платформу. Приблизительно от края западной границы платформы начинается резкое погружение проводящего слоя на глубину до 250 км. Максимальные глубины 400—500 км — на Перинейском полуострове и Британских островах. Характер изменения глубин в направлении с юго-запада на северо-восток показан на рис. 81. Протяженность профиля около 7000 км.

Изложенные результаты ГМП в совокупности позволяют высказать общее предположение о существовании прогибов высокопроводящего слоя мантии под тектонически активными регионами.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Учеными социалистических стран Европы достигнуты значительные успехи в изучении проявления, интенсивности и направленности современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) [45, 90, 96, 106, 116, 118].

Одной из основных задач региональных исследований современной динамики земной коры является составление сводной карты СВДЗК Восточной Европы. В 1967 г. построена первая такая карта для Западных, Восточных и Южных Карпат [64]. Затем чехословацкие исследователи предложили вариант увязки изолиний скорости СВДЗК ГДР, ПНР и ЧССР [7]. В 1968 г. составлен макет карты СВДЗК для стран Черноморского бассейна [98], а в 1971 г. закончено построение СВДЗК, охватывающей территорию социалистических стран Европы (рис. 82) [94].

На карте Восточной Европы отражена сложная дифференциация СВДЗК. По совокупности признаков, характеризующих их пространственное распределение, проведено районирование исследуемой территории. Это позволило установить, что СВДЗК отражают блоковое строение земной коры. При этом обнаружены различные формы связи современных движений с глубинным строением, структурами фундамента и осадочного чехла, новейшими четвертичными и голоценовыми движениями, а также с распределением региональных особенностей геофизических полей и сейсмичностью [44, 58].

Выделенные блоки объединяются в обширные протяженные зоны. К ним относится область субмеридионального поднятия, протянувшаяся от Балтийского щита до Молдавии и получившая название Фенно-Карпатской. Аналогичная, но более широкая зона намечается и в субширотном направлении. Она охватывает юг европейской части СССР и смежные территории СРР, НРБ и СФРЮ. В пределах указанных зон зафиксированы максимальные скорости воздымания: 9—13 мм/год (Фенноскандия, Украинский щит и Кавказ)

Остальная часть Восточной Европы относится к областям современных опусканий. В Польско-Германской зоне преобладают слабые движения (порядка 0—3 мм/год). Интенсивность опусканий побережья Балтийского моря по данным уровнемерных наблюдений составляет — (0,7 ÷ 1,5) мм/год. По мере продвижения на юг скорости СВДЗК возрастают, достигая в пределах Паннонского массива наибольших величин (— 3,2 мм/год).

Зона абсолютных опусканий северо-восточной части Восточно-Европейской платформы выделяется на карте СВДЗК наиболее интенсивным погружением (до —6 мм/год). Обрамляющие платформу эпигерцинские сооружения Урала на современном этапе также оказались втянутыми в общее опускание. Для них характерно наличие поперечной дифференциации СВДЗК и поднятие гор относительно Предуральского прогиба.

Научное содержание карты СВДЗК Восточной Европы основывается на комплексном использовании геодезических, океанографических и геолого-геоморфологических данных. Определение уравненных величин скорости СВДЗК для столь обширной территории произведено с использованием разновременных исходных и повторных нивелирований (период между наблюдениями составляет 10—70 лет). Линии повторного нивелирования, являющиеся каркасом при построении карты СВДЗК, соединяли, исходя из гипотезы о сохранении направленности движений между двумя измерениями.

В теоретическом плане и в свете имеющихся данных о том, что медленные движения земной коры в целом носят колебательный характер с различной периодичностью [22, 28], положение о постоянстве скорости вряд ли гипотеза, а скорее условие или допущение, принятое в результате необходимости. Поскольку в действительности возможно изменение интенсивности и знака СВДЗК в период, разделяющий повторные нивелирования, то только кривая, составленная для одной пары измерений, выполненных через оптимальный промежуток времени (не менее 25—30 лет по данным работы [44]), характеризует скорость смещений с надлежащей точностью. Из сказанного следует, что кривая скорости СВДЗК (если она объединяет повторные измерения разных лет) в смысле достоверности данных не является чем-то однородным. Точки соединения отрезков, отвечающие наблюдениям, исполненным в разное время,— ее слабое место.

Как видим, необходимо обратить серьезное внимание на использование при составлении карт разновременных геодезических данных, которые могут исказить картину СВДЗК в региональном масштабе. Определяемые в этом случае скорости СВДЗК будут получены для разных фаз смещений земной поверхности. Это иллюстрируется изучением хода СВДЗК на геодинамических полигонах и в отдельных регионах СССР [22, 28, 65]. Так, исследования СВДЗК в советской части Карпат показали, что осреднение скорости несколько искажает картину распределения деформаций земной коры. Если на фоне общего воздымания Карпат северо-восточный и юго-западный склоны и Предкарпатский прогиб в течение всего рассматриваемого периода (1886—1966 гг.) сохраняли направленность движений при незначительном колебании их интенсивности, то для впадин Закарпатского прогиба знак движений изменяется.

Таким образом, на составленных ранее картах СВДЗК величины скорости неиз-

бежно искажены в результате использования разновременных высокоточных и точных геодезических измерений. В методическом отношении новые карты СВДЗК могут базироваться только на основе двух нивелирований, каждое из которых исполнено в ограниченные сроки. Интервал между наблюдениями должен быть рассчитан таким образом, чтобы составляющие скорости, возникающие вследствие погрешностей нивелирований, не превышали точности определения скорости СВДЗК. При таком подходе к составлению карт возможно выяснение закономерностей в пространственно-временном распределении СВДЗК и их соотношении со строением и состоянием земной коры и верхней мантии. Среди этих закономерностей ведущее место занимает вопрос об изменении знака и интенсивности движений, а также о возможной природе этих изменений. Изучение указанных величин позволит разработать надежные методы прогнозирования современной тектонической активности как в пространстве, так и во времени.

Имеющийся геодезический материал позволяет получить количественные характеристики СВДЗК большей части Восточной Европы для трех периодов времени и составить карты по аналогии с построениями, выполненными для Карпат [65]. Исследования, проводимые в Институте геофизики АН УССР с 1976 г., дали возможность получить карту СВДЗК юга европейской части СССР для 1895—1937 гг. (средние даты наблюдений) (рис. 83).

Основой для вычисления смещений геодезических знаков служат точные измерения Корпуса военных топографов русской армии и Венского военно-географического института. Повторные высокоточные и точные измерения в этой сети были выполнены в 1925—1949 гг. Методика наблюдений, используемые приборы и оценка качества наблюдений детально рассмотрены в работе [66].

Для устранения выявленных неувязок скорости и получения вероятнейших ее значений произведено уравнивание нивелирной сети. В качестве исходных данных при вычислении абсолютных величин скорости приняты ее значения в уровнемерных пунктах Балтийского, Черного и Азовского морей [7, 83]. Величины ошибок определения скорости колеблются от $\pm 0{,}2$ до $\pm 2{,}1$ мм/год.

На основе разработанной методики учета влияния нетектонических факторов на устойчивость высотной сети используемой для определения количественных характеристик СВДЗК, при построении карты произведена отбраковка неустойчивых нивелирных знаков [158].

Как видим, в отдельных частях карты СВДЗК для юга европейской части СССР интенсивность движений и конфигурация изолиний скорости отличаются от конфигурации изолиний скорости на карте Восточной Европы. Характер движений земной коры в целом сохраняется на обеих картах.

Изолинии скорости СВДЗК для 1895—1937 гг. выдерживают субмеридиональное или близкое к нему направление. Это позволяет считать, что СВДЗК на исследуемой территории имеют не беспорядочную структуру. Они характеризуются северным или северо-западным простиранием. В пределах УССР фиксируются участки земной коры, испытывающие как абсолютные поднятия, так и опускание. Выявляемые аномальные области СВДЗК согласуются с геологическим строением территории.

На юге европейской части СССР выделяются два крупных сегмента, характеризующихся разной направленностью СВДЗК; их граница совпадает с серией древних глубинных разломов меридионального простирания. Восточный сегмент в целом характеризуется устойчивым поднятием. В его пределах наблюдается узкая зона абсолютных опусканий, протянувшаяся с юга на север и приуроченная к нижнеархейским блокам приднепровской серии гнейсов и гранитов Украинского щита и Днепровского грабена Днепровско-Донецкого авлакогена.

В пределах западного сегмента выделяются три локальные области современных поднятий земной коры. Первая из них соответствует территории, расположенной между древними глубинными Кировоградским и Криворожско-Кременчугским разломами. Таким образом, новые количественные данные подтверждают существование в центральной части УССР локального максимума поднятий [94], но с гораздо меньшей интенсивностью СВДЗК. Криворожский разлом, ограничивающий это поднятие на востоке, проявляется в виде резкого скачка скорости (до 3 мм/год). Вторая область современных поднятий приуро-

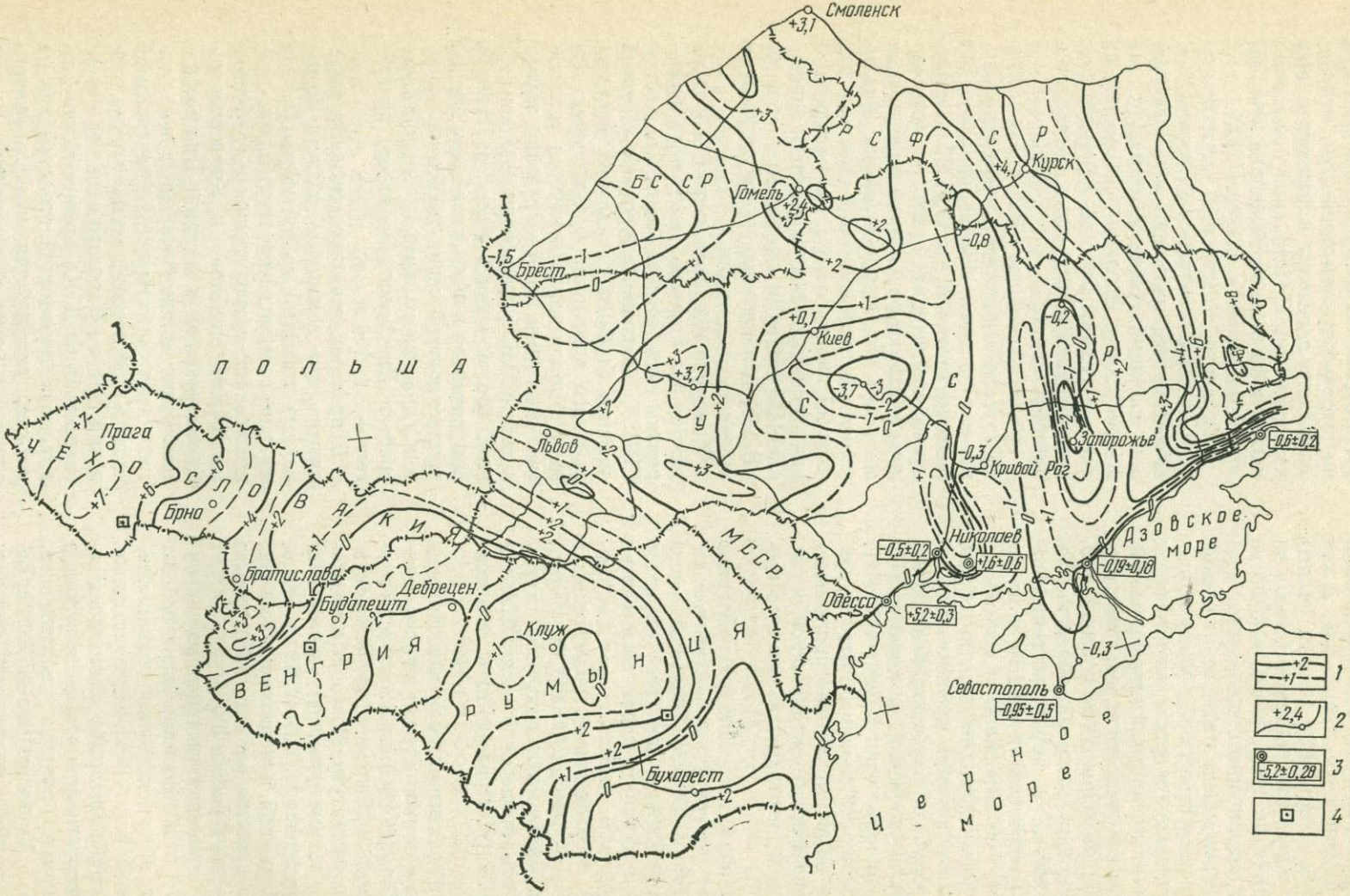


Рис. 83. Схема вертикальных движений земной коры Украины и смежных территорий для периода 1895—

1 — изолинии скорости вертикальных движений земной коры; *2* — линии повторного нивелирования и значения скорости в отдельных пунктах, мм/год; *3* — уровнемерные станции и абсолютные значения скорости с ошибками их определения, мм/год [1]; *4* — фундаментальные репера. Изолинии проведены в ЧССР по В. Круису, 1959 г., в ВНР — по Л. Бендефи, 1963 г., в СРР — по Р. Чиокардель и А. Эска, 1966 г.; в УССР — по В. И. Сомову, 1977 г.

чена к юго-западному склону Украинского щита; третьей соответствует горная дуга Карпат.

На смежной территории БССР в районе Барановичей, Лунинца и Бреста скорости СВДЗК соответственно равны — 0,8—1,3 и — 1,5 мм/год. На Украине зона наибольших опусканий захватывает Тетиевский антиклинорий, Гайсинский синклинорий и Корсунь-Новомиргородский плутон Украинского щита.

В Степном Крыму интенсивность современных опусканий возрастает по мере продвижения на юг. Не освещенным в отношении величины и направленности СВДЗК для 1895—1937 гг. остается Горный Крым.

Сопоставление карты СВДЗК с картами суммарных амплитуд неотектонических движений показывает совпадение характера движений в западной и восточной частях УССР. Суммарные амплитуды движений за неоген-четвертичный период, достигающие 250—300 м, хорошо коррелируют с наибольшими скоростями СВДЗК для Донецкого складчатого сооружения. Аналогичным образом максимум поднятий в неоген-четвертичный период (1500—2000 м) в Складчатых Карпатах подтверждается дальнейшим поднятием земной коры в современный этап. Интенсивное поднятие испытывает краевая часть Восточно-Европейской платформы, суммарная амплитуда движений которой за неоген-четвертичный период достигает ÷300 м.

Следует отметить и такую особенность, наблюдаемую на обеих картах: изобазы поднятий секут с юга на север как щит, так и Днепровско-Донецкий авлакоген и Воронежский кристаллический массив. Это свидетельствует о том, что разломами, контролировавшими в неоген-четвертичный и современный периоды движения земной коры, являются не только границы перечисленных структурных элементов. Характер движений определяется смещением по древним глубинным разломам протерозойского возраста, не совпадающим с наложенными структурами. Подтверждает это хорошее согласие направленности изолиний скорости с линейной вытянутостью структур по данным ГСЗ [62].

Последующим этапом исследований будет являться составление совместно с учеными социалистических стран Европы сводной карты СВДЗК для рассматриваемого периода, а также для 1937—1970 гг. В ближайшем будущем в Будапеште предполагается издать вместе с объяснительной запиской карту СВДЗК Карпато-Балканского региона в масштабе 1 : 1 000 000, а в Праге будет опубликована соответствующая монография (в рамках своих национальных территорий).

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ III

1. *Аветисьянц А. А.* Тепловое поле геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы. Армения и сопредельные территории.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев : Наук. думка, 1974.
2. *Алексеев А. С. и др.* Схема астеносферных зон Советского Союза.— Докл. АН УССР, 1977, 234, № 4.
3. *Ананьин Н. В., Лилиенберг Д. А., Щукин Ю. К.* Вопросы соотношения современных вертикальных движений, морфоструктурных особенностей земной коры и сейсмичности (на примере Восточной Европы).— Современные движения земной коры, 1973, № 5.
4. *Аршавская Н. И., Берзина И. Г., Любимова Е. А.* Геохимические и геотермические параметры по скважинам Печенгского и Рикалатвского районов Балтийского щита.— Геохимия, 1972, № 9.
5. *Беляевский Н. А. и др.* Сейсмический разрез земной коры Восточной Европы.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев : Наук. думка, 1977.
6. *Берч Ф.* Плотность и состав верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М. : Мир, 1972.
7. *Благоволин Н. С., Победоносцев С. В.* Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей.— Геоморфология, 1973, № 3.
8. *Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П.* Геотермическая зональность территории БССР.— Минск : Наука и техника, 1972.
9. *Бондаренко А. П. и др.* Глубинные магнитотеллурические исследования в Советских Карпатах и прилегающих районах УССР.— В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск : Наука и техника, 1969.
10. *Бондаренко А. П., Билинский А. И., Седова Ф. И.* Геоэлектромагнитные вариации в Советских Карпатах.— Киев : Наук. думка, 1972.
11. *Бондаренко А. П., Билинский А. И., Шилова А. М.* Магнитотеллурическое зондирование на станции Одесса.— Геофизика и астрономия, 1967, № 11.
12. *Бондаренко А. П., Билинский А. И., Шилова А. М.* О характере бухтообразных вариаций в Днепровско-Донецкой впадине.— Геофиз. сб., 1973, вып. 52.
13. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли.— М. : Мир, 1974.
14. *Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Шаоршадзе М. Л.* Тепловое поле геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы. Грузия.— В кн.: Глубинный тепловой

поток европейской части СССР. Киев : Наук. думка, 1974.
15. *Вариации* естественного электромагнитного поля и их связь с электропроводностью земных недр. Под ред. Н. В. Липской, Ж. П. Хотько.— Минск : Наука и техника, 1972.
16. *Выскочил В., Выскочил П., Цымбальник М.* Об исследовании современных движений земной коры в Чехословакии.— В кн.: Современные движения земной коры. М. : ВИНИТИ, 1968.
17. *Григоров Б., Григорова Ек.* Епицентрите и сейзмичните линии в Н. Р. България.— София : Техника, 1960.
18. *Григорова Ек., Рижикова Сн.* Землетресенията в България през 1961—1964 гг. София : Изд-во БАН, 1966.
19. *Джамалова А. С.* Глубинный тепловой поток на территории Дагестана.— М. : Наука, 1969.
20. *Друмя А. В., Устинова Т. И., Щукин Ю. К.* Проблемы сейсмологии и тектоники Молдавии.— В кн.: Сейсмическое районирование территории МССР и прилежащих районов УССР. Кишинев : Картя Молдовеняскэ, 1964, вып. 2.
21. *Евсеев С. В.* Интенсивность землетрясений Украины.— В кн.: Сейсмичность Украины. Киев : Наук. думка, 1969.
22. *Желнин Г. А., Валлнер Л. А.* Результаты трехкратного нивелирования некоторых трасс высотной сети ЭССР.— В кн.: Современные движения земной коры. М. : ВИНИТИ, 1968.
23. *Закутский С. Н.* Оценка искажений кривых МТЗ в условиях ВКМ.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия ВКМ. Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1974.
24. *Земная кора* и история развития Черноморской впадины.— М. : Наука, 1975.
25. *Йованович П.* Исследование вертикальных движений земной коры в Югославии.— Белград, 1971.
26. *Каталог данных* по тепловому потоку на территории СССР.— Материалы мирового центра данных МЦД-5, 1973, № 3.
27. *Кашкай М. А., Алиев С. А.* Тепловой поток в Куринской депрессии.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев : Наук. думка, 1974.
28. *Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П.* Результаты повторного нивелирования на Ангинском профиле.— В кн.: Методические вопросы исследования современных движений земной коры. Новосибирск : Наука, 1975.
29. *Кутас Р. И.* Тепловое поле и радиогенное тепло земной коры.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1975, № 7.
30. *Кутас Р. И., Гордиенко В. В.* Тепловое поле Украины.— Киев : Наук. думка, 1971.
31. *Кутас Р. И., Гордиенко В. В.* Новые данные о тепловом потоке юго-западной части Украины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 56.
32. *Кутас Р. И., Смирнов Я. Б.* Карта теплового потока европейской части СССР и геолого-геофизические приложения данных теплового потока.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев : Наук. думка, 1974.
33. *Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Бевзюк М. И., Завгородняя О. В.* Новые определения теплового потока в Карпатском регионе.— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 63.
34. *Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Бевзюк М. И.* Измерение тепловых потоков на территории юго-запада Восточно-Европейской платформы.— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 64.
35. *Кутас Р. И., Любимова Е. А., Смирнов Я. Б.* Геолого-геофизический анализ и карта тепловых потоков для территории европейской части СССР.— В кн.: Исследование теплового и электромагнитного поля в СССР. М. : Наука, 1975.
36. *Любимова Е. А.* Оценка распределения теплового потока для юга европейской части СССР.— В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М. : Наука, 1966.
37. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны.— М. : Наука, 1968.
38. *Любимова Е. А., Савостин Л. А.* Тепловые потоки в центральной котловине Черного моря.— Докл. АН СССР, 1973, **212**.
39. *Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А.* Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР.— М. : Наука, 1976.
40. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли.— М. : Недра, 1965.
41. *Магницкий В. А., Жарков В. Н.* Природа слоев пониженных скоростей сейсмических в верхней мантии Земли. Проблемы строения земной коры и верхней мантии, 1970, № 7.
42. *Максимов В. М.* Глубинное тектоническое районирование центра европейской части СССР по данным магнитовариационных исследований.— Геол. сб. Тр. Воронеж. ун-та, 1972, № 86.
43. *Максимов В. М., Ваньян Л. Л., Харин Е. П.* Магнитовариационная аномалия на Воронежском кристаллическом массиве.— Геомагнитные исследования, 1976, № 15.
44. *Мещеряков Ю. А.* Вековые движения земной коры.— В кн.: Современные движения земной коры. М. : Изд-во АН СССР, 1963.
45. *Младановски М.* Вертикални движения на земната кора на територията България. София : Изд-во Главн. Упр. по геод. и картгр., 1965.
46. *Модден Т. Р., Свифт С. М.* Магнитотеллурические исследования электропроводности коры и верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М. : Мир, 1972.
47. *Пошгай К.* Сейсмические отражающие границы и распределение скоростей в земной коре и мантии.— В кн.: Строение земной коры и мантии по данным сейсмических исследований. Киев : Наук. думка, 1977.
48. *Пресс Ф.* Внутреннее строение Земли по данным теоретических моделей.— В кн.: Природа твердой Земли. М. : Мир, 1976.
49. *Рикитаки Т.* Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. М. : Недра, 1968.
50. *Рокитянский И. И.* Геофизические методы магнитовариационного зондирования и профилирования. Киев : Наук. думка, 1972.
51. *Рокитянский И. И., Логвинов И. М.* Аномалия электропроводности на Кировоградском блоке Украинского щита.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 6.
52. *Рокитянский И. И.* Исследование аномалии электропроводности методом магнитовариационного профилирования.— Киев : Наук. думка, 1975.
53. *Ротанова Н. М., Борисова В. П.* Каталог солнечно-суточных вариаций периода МГТ. М. : Наука, 1976.
54. *Рудницкий В. П., Чекунов А. В.* Новое о глубинном строении Советских Карпат по

данным сейсмических наблюдений над объемными проходящими волнами.— Геол. журн., 1977, **XXX**, вып. 5.
55. *Рустанович Л. Н.* Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землятрясение 1948 г.— М. : Наука, 1967.
56. *Сальников В. Е.* Тепловые потоки на Южном Урале.— В кн.: Геотермия (геотермические исследования в СССР). М. : Геол. ин-т АН СССР, 1976.
57. *Сергиенко С. И., Смирнов Я. Б., Ставицкий Б. П., Сабанеев Н. С., Гинсбург Г. Д.* Геотермические исследования в Западной Сибири.— В кн.: Геотермия. М. : Геол. ин-т АН СССР, 1974.
58. *Сидоров В. А.* Некоторые закономерности пространственных соотношений современных вертикальных движений земной коры с геофизическими полями и геоструктурными элементами на территории юга и юго-запада европейской части СССР. Автореф. дис. ... канд. техн. наук.— М. : 1971.
59. *Смирнов Я. Б.* Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1968, № 6.
60. *Смирнов Я. Б., Безроднов В. Д, Болобуев Г. Л., Сергиенко С. И., Тимарева С. В.* Глубинный тепловой поток в северной и центральной частях Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев : Наук. думка, 1974.
61. *Соколовский И. Л., Волков Н. Г.* Методика поэтапного изучения неотектоники. Киев : Наук. думка, 1965.
62. *Соллогуб В. Б.* Структура земной коры Украины. — Геофиз. сб. АН УССР, 1970, № 30.
63. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Результаты глубинного сейсмического зондирования по странам (УССР).— В кн.: Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев : Наук. думка, 1971.
64. *Сомов В. И.* Сводная карта современных вертикальных движений земной коры Карпат.— Геодезия, картография и аэросъемка, 1968, № 7.
65. *Сомов В. И.* Пространственные и временные вариации скорости современных вертикальных движений земной коры в западной части Украины.— Докл. АН СССР, **214**, № 4, 1974.
66. *Сомов В. И.* Карта современных вертикальных движений земной коры Украины для периода 1895—1937 гг.— Геофиз. сб. АН УССР, 1977, № 75.
67. *Строение земной* коры центральной и юго-восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев : Наук. думка, 1971.
68. *Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К.* К вопросу о величинах тепловых потоков некоторых районов Большого Кавказа и Предкавказья.— Изв. вузов. Сер. «Нефть и газ», 1966, № 5.
69. *Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власова С. П.* Тепловой поток из недр Азербайджана.— Сов. геология, 1969, № 8.
70. *Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К, Камалова С. В.* Тепловой поток из недр Кавказа и южного окончания Русской платформы.— Тр. МОИП, отд. геол., 1972, **46**.
71. *Тепловой режим* недр СССР.— Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 218.
72. *Ткачев Г. Н.* Опыт глубинных магнитотеллурических зондирований на Украинском щите.— Геофиз. сб., 1973, вып. 52.
73. *Тозер Д. К.* Электропроводность мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М. : Мир, 1972.
74. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР.— Киев : Наук. думка, 1972.
75. *Чекунов А. В., Веселов А. А., Гилькман И. И.* Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба.— Киев : Наук. думка, 1976.
76. *Шеболин Н. В.* Исследование соотношения между интенсивностью и баллностью землетрясений для оценки глубины астеносферы в районе Вранча (Карпаты). Studia geoph. et geod., 1958, **2**.
77. *Шелягин В. А., Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Шаоршадзе М. П.* Тепловой поток с прибрежной полосы Черного моря и прилегающей территории Грузии.— В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии. М. : Наука, 1973.
78. *Шенкарева Г. А.* Сейсмичность Апеннинского полуострова.— М. : Наука, 1973.
79. *Щукин Ю. К., Добрев Т. Б.* О выделении глубинных сейсмоактивных разломов по макросейсмическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. «Физика Земли», 1970, № 3.
80. *Щукин Ю. К.* Сейсмогенные структуры и фокальные зоны альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами.— В кн.: Разломы земной коры. М. : Наука, 1977.
81. *Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О.* Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л. : Наука, 1973.
82. *Электрические* и магнитные свойства горных пород при высоких давлениях. Под ред. М. П. Волоровича.— М. : Наука, 1966.
83. *Якубовский О. В.* Характер и скорости современных вертикальных движений земной коры в районе Балтийского моря.— Докл. АН СССР, 1968, № 163.
84. *Acimoto S.* Fujisava Demonstration of the electrical conductivity jump produced by the olivine — spinel transition.— Journ. Geophys. Res., 1965, N 70.
85. *Adam A.* Results of deep electromagnetic investigations. Geoelectric and Geothermal Studies. KAPG Geophysical monograph. Ed. A. Adam, Budapest, 1976.
86. *Adam A.* Distribution of electric conductivity in seismic (deep) fractures in Transdanubia.— Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung., 1976, **11(1—2)**.
87. *Adam A., Vero J., Wallner A.* Regional properties of geomagnetic induction arrows in Europe.— Acta Geodaet., Geophys. et Montanist Acad. Sci. Hung., 1972, **7(3—4)**.
88. *Anishchenko G. N.* Deep magnetotelluric surveys in the central part of the Russian Platform. Geoelectric and Geothermal Studies. KAPG Geophysical monograph. Ed. A. Adam, Budapest, 1976.
89. *Atanasin J.* Cutremurele de pamînt din România. Bucureşti, Edit. Acad. R. P. R., 1961.
90. *Bendefy L.* Geotectonic and crustal structure conditions of Hungary as recorded by repeated precision levellings.— Acta geol. Acad. Scien. Hungary, 1964, **8**, N 1—4.
91. *Berdichevsky M. N., Dmitriev V. I.* Basic principles of interpretation of magnetotelluric

sounding curves. Geoelectric and Geothermal Studies. KAPG Geophysical monograph. Ed. A. Adam, Budapest, 1976.

92. *Bisztricsany E., Egyed L.* The determination of LVL depth from data of closely spaced seismological stations.— Geofizikai Közleèenyck., 1973, XXI, N 1—4.
93. *Boldissar T.* Terrestrial heat flow in the Carpathians.— Journ. Geophys. Res., 1964, 69, N 2.
94. *Boulanger Yu., Deumlich F., Entin I., Joo I., Kashin L., Khristov V., Lilienberg D., Setunskaya L., Vyskočil P., Wyrzykowski T., Zotin M.* Summary map of the recent vertical crustal movements for Eastern Europe. XV Assembly of the IUGG, Moscow, 1971.
95. *Čermak V.* Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to same geological features.— In: 23 Geol. Congress, Vol. 5. Praha. 1968.
96. *Cimbálnic M., Kruis B., Vyskočil P.* Recent crustal movements in the ČSSR.— Studia geophys. et geod., 1967, N 3.
97. *Cicârdel R., Esca Al.* Incecare de sintesăa datelor cu privire la misările verticale recente ale seocartel terestre in Romanio.— Studii si cercetari de geologia, geofizica, geografia. Ser. geof. 1966, 1, N 4.
98. *Ciocardel R., Socolescu M., Esca Al., Teodorescu C.* Movements verticaux actuels de l'ecorce terrestre dans de bassin de la mer Noire et les aires avoisinantes.— Res. Romanie de geol., geoph., geografia Ser. de geoph., 1968, 12, N 1.
99. *Fanselau G.* Splitting of magnetic fields into external and internal parts (S_q anomaly in the GDR). Geoelectric and Geothermal Studies. KAPG Geophysical monograph. Ed. A. Adam, Budapest, 1976.
100. *Geoelectric* and Geothermal Study (Eeast — Central Europe, Sov. Asia) KAPG Geophys. Monorg., Budapest, Akad. Kiado, 1976.
101. *Huetig E., Schlosser P.* Untersuchung des terrestrischen Wärmeflusses in der DDR.— Gerlands Beiträge zur Geophys., 1975, 84; N 3—4.
102. *Jankowski F.* Short — period variations of the Earth's magnetic field on the territory of Poland and their relations to deep substratum structure.— Acta Geophys. Polonica, 1965, 13.
103. *Karnik V.* Seismicity of the European Area. Part I, II. Praha, 1968, 1971.
104. *Kovtun A. A., Chicherina N. D.* Deep magnetotelluric surveys in the north — western part of the Russian Platform. Geoelectric and Geothermal Studies. KAPG Geophysical monograph Ed. A. Adam, Budapest, 1976.
105. *Krasnobaeva A. G., Vishnev V. S., Rudneva T. L.* Deep electromagnetic studies in the Ural. Geoelectric and Geothermal Studies. KAPG geophysical monograph. Ed. A. Adam, Budapest, 1976.
106. *Kruis B.* Výskum svislych pohybu o zemské kury v Československe republice.— Geod. a kartogr. obzor, 1959, 5, N 8.
107. *Kutas R. I., Lubimova E. A., Smirnov Ya. B.* Heat flow map of the European part of the USSR and its geological and geophysical interpretation. Geoelectric and Geothermal Studies. KAPG Geophysical monograph. Ed. A. Adam, Budapest, 1976.
108. *Pěcova J., Petr V., Praus O.* Depth distribution of the electric conductivity in Czechoslovakia from electromagnetic studies, Geoelectric and Geothermal Studies. KAPG Geophysical monograph. Ed. A. Adam, Budapest, 1976.
109. *Porstendorfer G., Göthe W., Lengning K., Oelsner Ch., Tanser R. Ritter E.* Nature and possible causes of the anomalous behaviour of electric conductivity in the north of the GDR, Poland and the FRG, Geoelectric and Geothermal Studies KAPG Geophysical monograph. Ed. A. Adam, Budapest, 1976.
110. *Réthly A* A Kárpátmedencék Földrengései. Acad. Kiadó, Budapest, 1952.
111. *Rokityansky I. I., Kulik S. N., Logvinov I. M., Shuman V. N.* Deep magnet variation studies in Ukraine, Geoelectric and Geothermal Studies. KAPG Geophysical monograph., Ed. A. Adam Budapest. 1976.
112. *Rokityansky I. I., Logvinov I. M., Maksimov V. M.* Magnetometer array study in the central part of the Russian Platforms.— Acta Geodaet. Geophys. and Montanist. Acad. Sci. Hung., 1977, 12, N 1—3.
113. *Shebalin N. V.* (Editor). Atlas of isoseismal maps. Part III of the Catalogue. UNESCO, Scopje, 1974.
114. *Shchukin Yu. K.* Deep seismogenic structures of the Earth's crust and upper mantle.— XIII—th General Assembly Europ. Seismol. Comiss., pt. III. Bucharest 1975.
115. *Sollogub V. B.* et. al. Structure of the Earth's crust along the international DSS profile from Tarnopol (USSR) to Cielce (Poland).— Acta Geophys., 1976. 24, N 2.
116. *Thurm H.* Das Testgebeit in der Elbtalzore südöstlich Dresden sur Komplexen Untersuchung rezenter Krustbewegungen. Problems of recent crustal movements of the earth. Third International Symposium Leningrad, USSR. 1968, Moscow, 1969.
117. *Wiese H.* Geomagnetische Tiefentellurik, Deutsche Acad. Wiss. Geomagn. Inst. Potsdam, Berlin, 1965, 36.
118. *Wyrzykowsky T.* Map of recent absolute velocities of vertival movements of the earth's crust surface on the territory, Poland, Warsawa, 1971.

ГЛАВА IV ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ ПО ТОЛЩИНЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВОЗРАСТУ ЕЕ ОСНОВАНИЯ

Толщина или мощность земной коры — один из наиболее характерных ее параметров, определяемых глубиной до раздела М. При глубинных сейсмических исследованиях она устанавливается достаточно надежно независимо от класса используемых волн. О структуре раздела М в пределах рассматриваемой территории получена наиболее полная информация. Она свидетельствует об очень сложном глубинном строении коры, в значительной мере дифференцированном и расчлененном рельефе раздела М, глубины до которого изменяются от региона к региону в широких пределах. На фоне этой пестрой «мозаично-клавишной» структуры основания коры четко просматриваются некоторые общие закономерности.

Прежде всего это различия в общей мощности коры, позволяющие разделить территорию Центральной и Юго-Восточной Европы на крупные по площади сегменты с «толстой» (40 и более километров) и относительно «тонкой» (до 40 км) корой (рис. 84). Первый сегмент с «толстой» корой охватывает почти всю древнюю Восточно-Европейскую платформу, Урал, Кавказ, большую часть Скифской плиты, Добруджу, Восточные и Западные Карпаты, Предкарпатский прогиб и зону Датско-Польской борозды, приуроченную к линии Тейссейра — Торнквиста. Юго-восточнее Восточно-Европейской платформы, в области Прикаспийского перикратонного прогиба, выделяется участок с «тонкой» и, очевидно, «безгранитной» корой. Такие глубинные характеристики не позволяют включать его в состав древней платформы, как это делают многие исследователи. Деструкция коры с уменьшением ее мощности и редуцированием «гранитного» слоя имела здесь место, по-видимому, во время наиболее активного опускания участка, т. е. в рифее — палеозое. «Базификация» коры, вероятно, распространялась отсюда и на соседние районы, с чем, надо полагать, связано появление высоких скоростей (6,8 км/с) в фундаменте юго-восточной погребенной части Донбасса.

Южнее и юго-западнее Восточно-Европейского сегмента располагается Среднеевропейско-Черноморский сегмент с относительно «тонкой» корой, включающий Северо-Германскую впадину, область палеозойской консолидации Центральной Европы, Венский бассейн, Баконские горы, Малую и Большую Венгерские впадины, горы Апусени, Трансильванскую впадину, Южные Карпаты, Мизийскую плиту, большую часть Балкан и Черноморскую впадину. На северо-западе сегмент продолжается в Западную Европу, имеющую тонкую кору, на юго-востоке, по-видимому, заканчивается у восточного побережья Черного моря.

Мощность коры в сегменте не превышает 30—35 км.

Граница между Восточно-Европейским сегментом с «толстой» и Среднеевропейско-Черноморским сегментом с относительно «тонкой» корой проходит по глубинным разломам, образующим в совокупности Одер-Кавказский линеамент. Линеамент трассируется от устья р. Одер на Познань, Берегово, Брашов, Брэилу (на Дунае), южнее Тарханкутского полуострова, Крыма в направлении Большого Кавказа. Он ограничивает с запада зону утолщенной коры под Датско-Польской

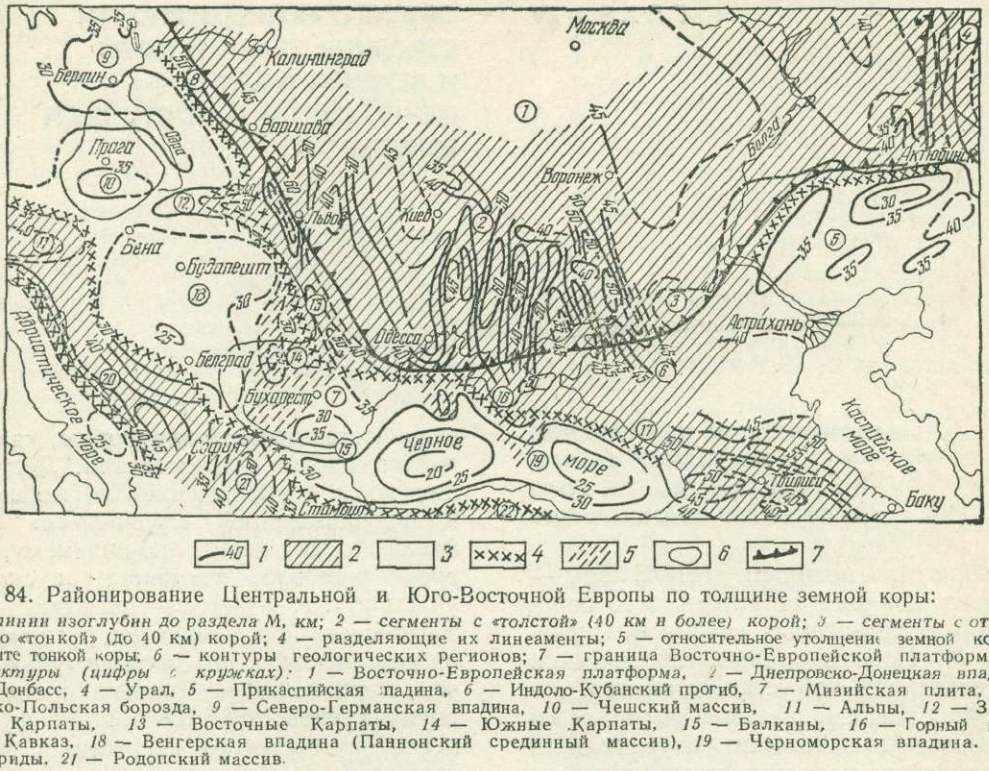


Рис. 84. Районирование Центральной и Юго-Восточной Европы по толщине земной коры:

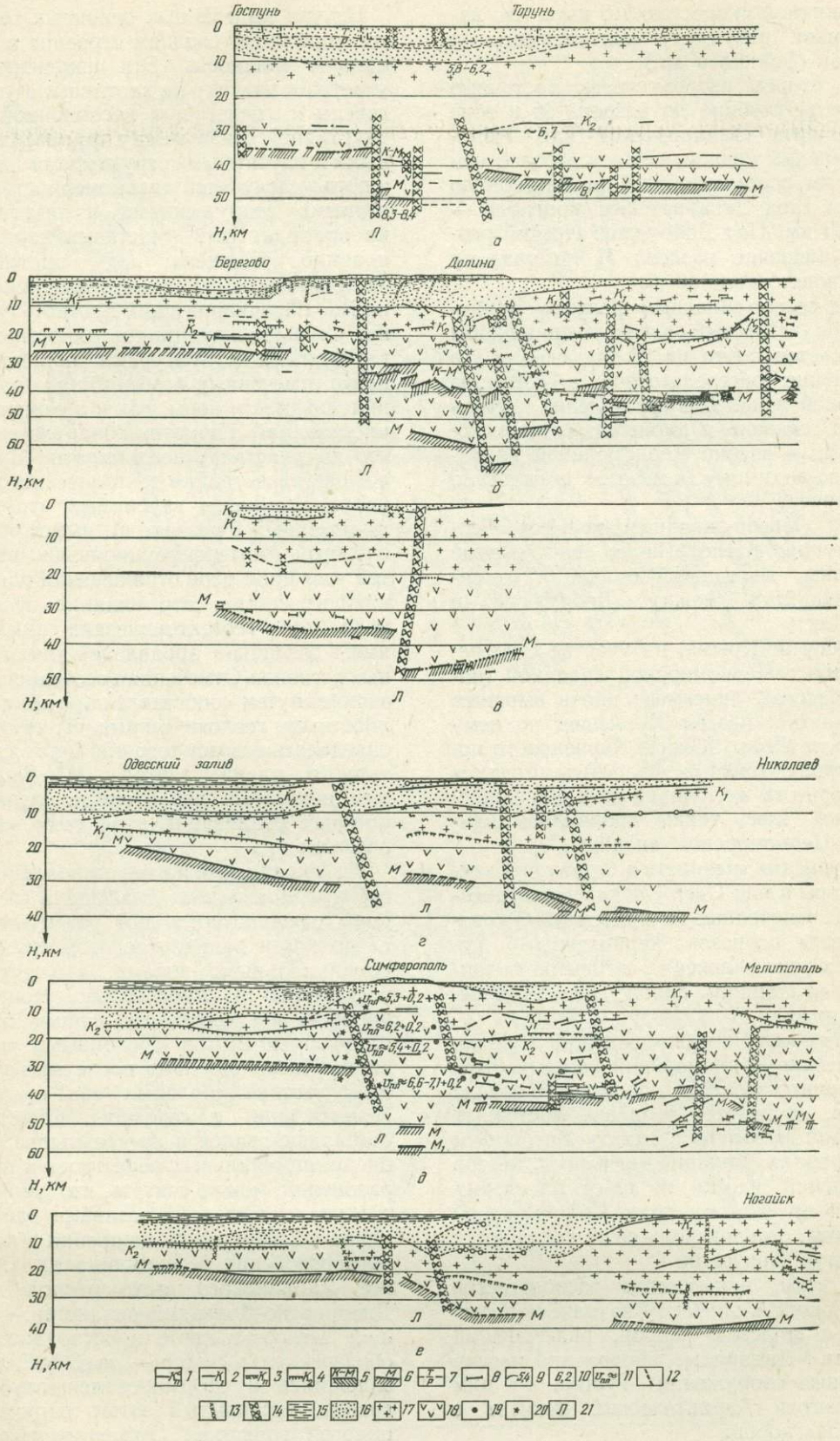
1 — линии изоглубин до раздела М, км; 2 — сегменты с «толстой» (40 км и более) корой; 3 — сегменты с относительно тонкой корой; 4 — разделяющие их линеаменты; 5 — относительное утолщение земной коры в сегменте тонкой коры; 6 — контуры геологических регионов; 7 — граница Восточно-Европейской платформы. Структуры (цифры в кружках): 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Днепровско-Донецкая впадина, 3 — Донбасс, 4 — Урал, 5 — Прикаспийская впадина, 6 — Индоло-Кубанский прогиб, 7 — Мизийская плита, 8 — Датско-Польская борозда, 9 — Северо-Германская впадина, 10 — Чешский массив, 11 — Альпы, 12 — Западные Карпаты, 13 — Восточные Карпаты, 14 — Южные Карпаты, 15 — Балканы, 16 — Горный Крым, 17 — Кавказ, 18 — Венгерская впадина (Паннонский срединный массив), 19 — Черноморская впадина. 20 — Динариды, 21 — Родопский массив.

бороздой, юго-восточнее проходит через участок сочленения Западных и Восточных Карпат, в Закарпатье совпадает с Перипьенинским линеаментом, далее идет через Трансильванскую впадину, в районе Вранча пересекает участок сочленения Восточных и Южных Карпат, в Добрудже отделяет ее южную байкальскую часть от северной, консолидировавшейся в более позднее время. На всем этом отрезке рассматриваемый линеамент тянется параллельно краю Восточно-Европейской платформы, отстоя от него на удалении около 100 км. Восточнее линеамент приобретает широтное простирание. Под северо-западным шельфом Черного моря, южнее Одессы, он почти совпадает с границей древней платформы, затем вновь отдаляется от нее, смыкаясь с северным бортом Черноморской впадины, отделяющим ее от складчатых сооружений Крыма и Большого Кавказа.

Изменения структуры коры в зоне линеамента иллюстрируются рис. 85. Разрезы на монтаже пересекают зону вкрест ее простирания и расположены в последовательности, отвечающей движению вдоль линеамента с северо-запада на юго-восток. На первом разрезе, проходящем через территорию Польши, видно резкое изменение мощности коры от 45—47 км под Восточно-Европейской платформой до 35 км под молодой плитой. В зоне сочленения, соответствующей Датско-Польской борозде, строение коры осложнено, раздел М опущен до глубины 50 км, в разрезе появляется горизонт

Рис. 85. Сейсмогеологические разрезы земной коры через Одер — Кавказский линеамент (*отношение масштабов на разрезах 1 : 2*):

а — территория Польши; б — Восточные Карпаты; в — Добруджа; г — северо-западный шельф Черного моря; д — Крым; е — Керченский полуостров.
1 — сейсмические границы в осадочном чехле; 2 — поверхность кристаллического фундамента; 3 — поверхность молодого складчатого фундамента; 4 — условная поверхность раздела верхней и нижней частей земной коры; 5 — поверхность в зоне перехода кора — мантия; 6 — поверхность Мохо; 7 — стратиграфические горизонты в осадочной толще; 8 — отражающие площадки в земной коре и верхней мантии; 9 — изолиния скорости; 10 — значение граничной скорости; 11 — значение пластовой скорости; 12 — разломы по геологическим данным; 13 — разломы по геологическим и геофизическим данным; 14 — зона глубинных разломов по данным ГСЗ; 15 — водный слой; 16 — осадочный слой; 17 — верхняя часть земной коры; 18 — нижняя часть земной коры; 19 — точки дифракции; 20 — очаги землетрясений; 21 — линеамент, разделяющий «тонкую» и «толстую» кору.


Гостынь
Торунь
Берегово
Долина
Одесский залив
Николаев
Симферополь
Мелитополь
Нагайск
H, км
а
б
в
г
д
е

с граничной скоростью 7,6 км/с, что напоминает структуру континентальных рифтов (Байкал и др.).

На втором разрезе через Восточные Карпаты глубина до раздела М в зоне линеамента (Закарпатский или Перипьенинский разлом) меняется более чем на 20 км, составляя под Карпатами около 55 км, под Закарпатским прогибом — 27—28 км. Под Добруджей (третий разрез) смещение раздела М по разлому составляет около 10 км.

Под северо-западным шельфом Черного моря (четвертый разрез) толщина коры изменяется почти на 20 км, однако это изменение рассредоточено в довольно широкой зоне. Данное явление, несомненно, связано с процессами, происходящими в районе Черноморской впадины, по-видимому в мезозое и особенно в кайнозое

Под северо-западным шельфом Черного моря располагается апофиз этой впадины, отходящий от нее и «вклинивающийся» между Добруджей и Крымом

К югу от Крыма, на участке сочленения его с Черноморской впадиной (пятый разрез), линеамент вновь выражен контрастно: раздел М смещен по нему почти на 20 км. Южнее Керченского полуострова (шестой разрез) амплитуда примерно та же, однако изменение «размазано» здесь также проявилось влияние Черноморской впадины.

Изменения мощности и структуры земной коры в зоне Одер-Кавказского линеамента, отмеченные на приведенной совокупности разрезов, характерны и для других зон сочленения сегментов с «толстой» и «тонкой» корой, рассматриваемых ниже.

Линеамент, ограничивающий Среднеевропейско-Черноморский сегмент с относительно «тонкой» корой с юго-запада и юга, начинается в районе Восточных Альп, проходит по контакту Внешних и Внутренних Динарид, огибает с севера Родопский массив и далее прослеживается по южному краю Черноморской впадины, отделяющему ее от складчатых структур Анатолии.

За этим линеаментом располагается следующий Альпийско Анатолийский сегмент с «толстой» корой, включающий Альпы, Динариды, Родопский массив и горные сооружения Турции. За ним намечается Адриатический сегмент с «тонкой» корой.

Внутри выделенных основных сегментов кора имеет сложное строение и переменную мощность. Эти изменения от участка к участку не хаотичны, а упорядочены и, в целом, при несомненной корелятивной связи между приповерхностными и глубинными структурами подчиняются следующей закономерности: под горными сооружениями и тектонически приподнятыми участками кора, как правило, утолщена; под прогибами, за единичными специфическими исключениями (Предкарпатский прогиб)—утонена. Связь между приповерхностными и глубинными структурами проявляется как в отмеченных особенностях изменения мощности коры, так и в совпадении простираний. При этом обнаруживается, что на участках, неоднократно претерпевших перестройки тектонического плана, простирания глубинных структур, выраженных в разделе М, имеют обычно сложный «интерференционный» вид, в той или иной мере отражающий влияние каждого плана. Это влияние неодинаково для геотектонических циклов и имеет различное проявление для отдельных регионов. Отмеченная особенность позволяет путем сопоставления с приповерхностными геологическими структурами определять возраст того или иного структурного плана раздела М. Рассмотрим некоторые характерные случаи, в которых реализация этой возможности очевидна.

На Украинском щите установлено, что субмеридиональные утолщения земной коры располагаются под развитыми на поверхности раннепротерозойскими геосинклинальными зонами, а участки с нормальной и относительно утоненной корой — под соответствующими протоплатформенными и срединными массивами. Поскольку щит после замыкания этих геосинклинальных зон и общей гранитизации с середины протерозоя стабилизировался и не испытывал больше принципиальных перестроек и преобразований, можно считать, что упомянутые утолщения коры возникли одновременно с завершением движений в раннепротерозойских геосинклиналях. Севернее Украинского щита располагается Днепровско-Донецкий авлакоген, имеющий северо-западное простирание. Он образовался в рифее — палеозое, когда заложился и сформировался глубокий грабен, перекрытый затем широкой и пологой впадиной. Субмеридиональные

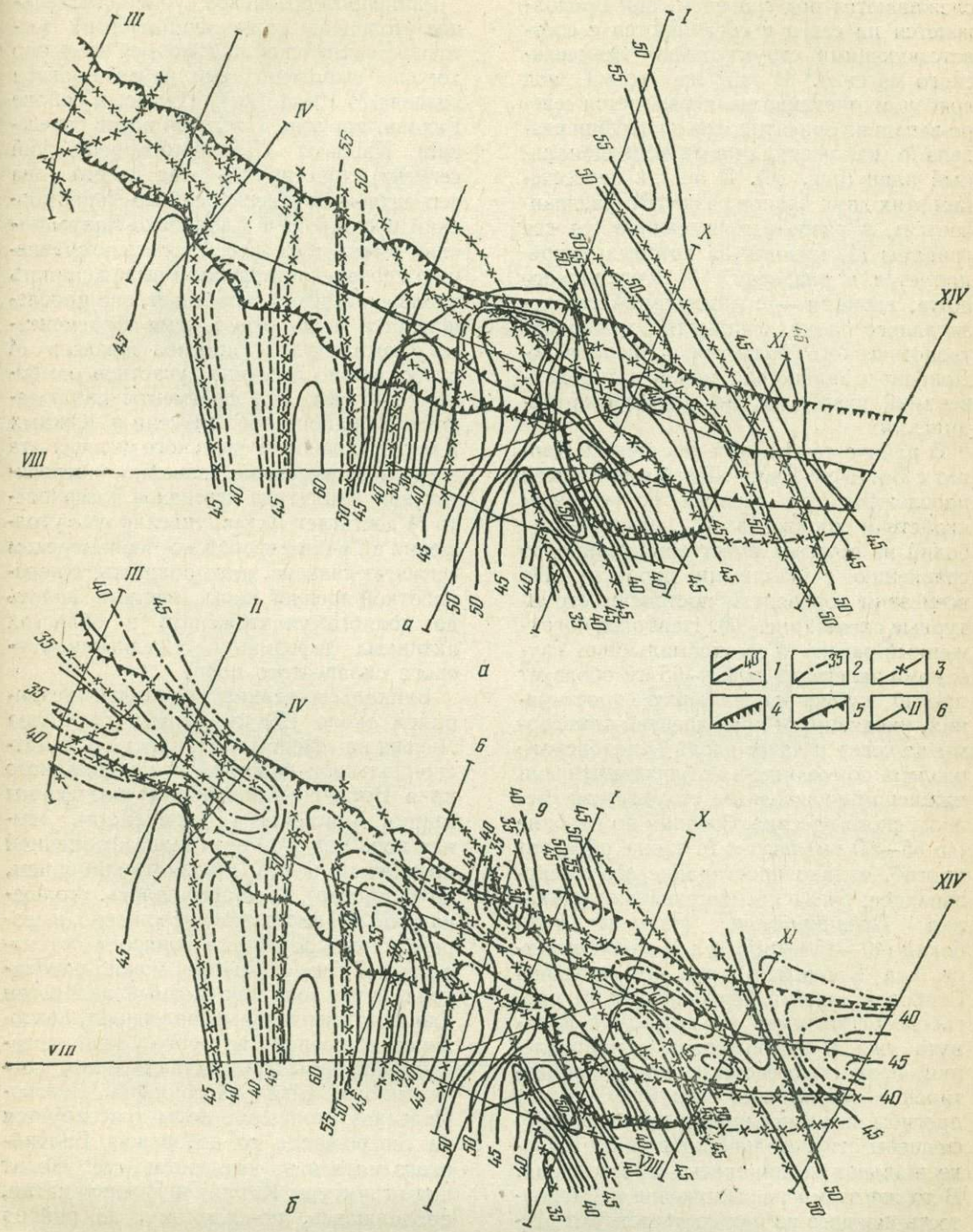


Рис. 86. Структурные схемы раннепротерозойского (*а*) и байкальско-герцинского (*б*) разделов М в районе Днепровско-Донецкого авлакогена.

Линии изоглубин, км: 1 — раннепротерозойского раздела М; *2* — байкальско-герцинского раздела М; *3* — разломы; *4* — краевые разломы Днепровско-Донецкого авлакогена; *5* — разломы, ограничивающие осевой рифейско-нижнепалеозойский грабен внутри авлакогена; *6* — профили ГСЗ.

утолщения коры Украинского щита, датированные ранним протерозоем, прослеживаются под грабеном, они продолжаются на север и соединяются с соответствующими структурами Воронежского массива. В то же время под грабеном отчетливо вырисовывается северо-западная ориентировка изоглубин раздела М, наложенная на субмеридиональный план (рис. 86). В местах пересечения этих двух планов раздел М «раздваивается», в разрезе прослеживаются две границы М, нижняя из которых коррелируется с разделом М Украинского щита, верхняя — с разделом М северо-западного плана. Учитывая особенности геологического развития Днепровско-Донецкого авлакогена, можно датировать верхний раздел М как байкальско-герцинский.

В районе сочленения Восточных Карпат с Восточно-Европейской платформой прослежено три близких по упругим свойствам горизонта М, наименее глубокий из которых имеет пониженные по сравнению с обычными скорости. По всем этим горизонтам построены структурные схемы (рис. 87). Наиболее погруженный раздел М с максимальными глубинами залегания до 60—65 км образует прогиб субмеридионального простирания, уходящий от края древней платформы на север и далее вдоль Радеховского разлома до соединения с близдолготными нижнепротерозойскими структурами Белорусского массива. Средний по глубине (до 55—60 км) раздел М также образует прогиб, однако простирание его северо-западное, согласное направлению байкалид Предкарпатья. Наименее глубокий (40—45 км) раздел М располагается под Карпатами, под их внешней Скибовой зоной и Предкарпатским прогибом. Образуемая им структура вытянута уже в северо-западном направлении, полностью соответствующем ориентировке карпатских структур. Итак, прогибы по разноглубинным разделам М смещены относительно друг друга в плане и имеют неодинаковые простирания. В то же время расположение и вытянутость каждого из них соответствуют расположению и ориентировке геологически установленных в приповерхностных частях земной коры нижнепротерозойских, байкальско-герцинских и альпийских структур. Это позволяет датировать каждый из упомянутых разделов М, считая, что нижний образовался в раннем протерозое, средний — рифее — палеозое, верхний — в мезо-кайнозое.

Раннепротерозойское субмеридиональное утолщение коры начинается на Восточно-Европейской платформе, здесь оно хорошо выражено (амплитуда прогиба раздела М 10—15 км). Южнее, в районе Рахова, эта зона с толстой корой пересекает Карпаты (Восточно-Европейский сегмент), трассируясь еще через два сегмента — Среднеевропейско-Черноморский с «тонкой» и Альпийско-Анатолийский с «толстой» корой. Здесь по сравнению с древней платформой выраженность утолщения резко ослабевает, оно прослеживается лишь отдельными фрагментами с амплитудой прогиба раздела М относительно соседних участков не более 3—5 км. Эти фрагменты наблюдаются в районе гор Апусени и Южных Карпат. В районе Родопского массива эта зона снова выражена рельефно — относительная амплитуда перепадов поверхности М достигает 10 км. Нивелировка утолщения в Среднеевропейско-Черноморском сегменте связана, надо полагать, с переработкой древней коры (местами вплоть до полного уничтожения) в областях активных деформаций Средиземноморского складчатого пояса.

Байкальско-герцинское утолщение шириной около 100 км уходит от района Львова на северо-запад, следуя под Датско-Польской бороздой вдоль западного края Восточно-Европейской платформы (линия Тейссейра — Торнквиста). Земная кора под этой внутриплатформенной подвижной зоной (параантиклинорием, по Е. Зноско), как упоминалось, утолщена до 50 км, ее строение усложнено, в разрезе коры появляется горизонт со скоростью 7,6 км/с. Поэтому можно рассматривать эту зону как шовный авлакоген или континентальный палеорифт, тектоническая позиция которого у края древней платформы аналогична позиции современного Байкальского рифта. Датско-Польское утолщение коры трассируется на северо-запад до побережья Балтийского моря и на юго-восток, где уходит под структуры Карпат и Предкарпатья, продолжаясь, по-видимому, до района Вранча — Добруджи.

Мезо-кайнозойское, альпийское утолщение коры к западу от Восточных Карпат приобретает широтное простирание и следует строго под внешней флишевой частью Западных Карпат, где глубины до раздела М составляют около 50 км.

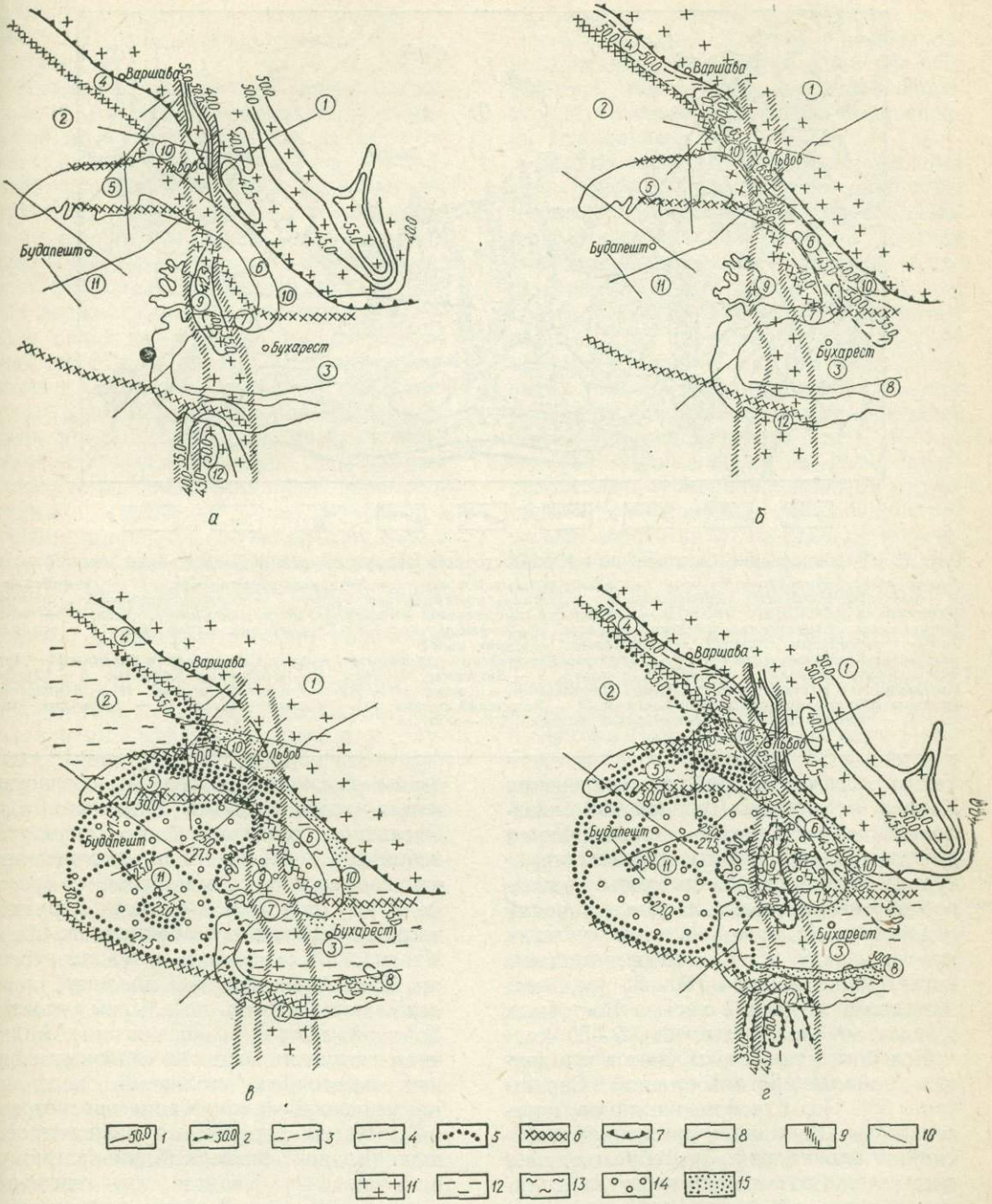


Рис. 87. Структурные схемы раннепротерозойского (*а*); байкальско-герцинского (*б*); альпийского (*в*) (*г* — суммарная схема) разделов в районе сочленения Восточно-Европейской платформы и Карпат.

Линии изоглубин раздела М, км: 1 — раннепротерозойского; 2 — раннепротерозойского, переработанного в альпийском этапе; 3 — байкальско-герцинского; 4 — байкальско-герцинского, переработанного в альпийском этапе; 5 — альпийского; 6 — граница между участками с «толстой» и «тонкой» корой; 7 — граница Восточно-Европейской платформы; 8 — контуры геологических регионов; 9 — некоторые глубинные разломы; 10 — профили ГСЗ; 11 — области дорифейской стабилизации; 12 — области байкальско-герцинской стабилизации; 13 — области активных альпийских деформаций; 14 — наложенные внутригеосинклинальные впадины альпийского этапа; 15 — области предгорных альпийских опусканий.

Структуры (цифры в кружках): 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — молодая эпипалеозойская плита Польши; 3 — Мизийская плита; 4 — Датско-Польская борозда; 5 — Западные Карпаты; 6 — Восточные Карпаты; 7 — Южные Карпаты; 8 — мегантиклинорий Стара-Планина; 9 — горы Апусени; 10 — Предкарпатский прогиб; 11 — Венгерская впадина (Паннонский срединный массив); 12 — Родопский массив.



Рис. 88. Районирование Центральной и Юго-Восточной Европы по возрасту основания земной коры.

Линии изоглубин раздела М, км: *1* — раннепротерозойского, *2* — байкальско-герцинского, *3* — альпийского; *4* — раннепротерозойского, переработанного в байкальско-герцинском этапе; *5* — раннепротерозойского, переработанного в альпийском этапе; *6* — байкальско-герцинского, переработанного в альпийском этапе; *7* — утолщение коры, раннепротерозойского возраста; *8* — граница Восточно-Европейской платформы; *9* — границы между сегментами «толстой» и относительно «тонкой» корой

Структуры (цифры в кружках): *1* — Восточно-Европейская платформа; *2* — Северо-Германская впадина; *3* — Датско-Польская борозда; *4* — Мизийская плита; *5* — Западные Карпаты; *6* — Восточные Карпаты; *7* — Южные Карпаты; *8* — мегантиклинорий Стара-Планина; *9* — Крым; *10* — Предкарпатский прогиб; *11* — Венгерские впадины (Паннонский срединный массив); *12* — Родопский массив; *13* — Чешский массив; *14* — Восточные Альпы; *15* — Динариды; *16* — Черноморская впадина; *17* — Кавказ

Таким образом, в районе сочленения Карпат с Восточно-Европейской платформой, пересекаются, накладываются друг на друга три разновозрастных структурных плана основания коры: раннепротерозойский, байкальско-герцинский и альпийский. Именно в этом «узле», к югу и западу от г. Львова, толщина коры максимальна — 60—65 км, под Западными и южной частью Восточных Карпат она не превышает 45—50 км.

Подобные «узлы» выделяются и в других районах Юго-Восточной Европы (рис. 88). Под Крымом, например, пересекаются два плана: раннепротерозойский и альпийский. Это обусловливает здесь сложную мозаичную структуру основания коры. С севера от Украинского щита к Горному Крыму тянутся два древних субмеридиональных «корня»: Криворожско-Крупецкой и Орехово-Павлоградский, Крымский ороген как бы «насажен» на них. Западная его часть с толщиной коры до 50—55 км расположена над первым «корнем», второй трассируется к району Феодосии. На фоне этих субмеридиональных утолщений отчетливо просматриваются субширотные линии и овалы изоглубин раздела М, согласующиеся с простиранием Крымских гор. Очевидно, соответствующие структуры основания коры возникли одновременно и во взаимосвязи с формированием орогена. К югу от Крыма древние субмеридиональные «корни» «упираются» в Одер-Кавказский линеамент, а южнее его, в пределах Черноморской впадины, прослеживаются с очень небольшой амплитудой в юго-восточном направлении. Амплитуды соответствующих им слабовыраженных остаточных утолщений коры не превышают 2—3 км. Кроме рассмотренных, «узлы» пересечения разновозрастных планов раздела М, по-видимому, есть также на Кавказе, где северо-западный альпийский план должен «интерферировать» с раннепротерозойскими зонами северо-северо-западного простирания, тянущимися от Воронежского массива.

Зоны линеаментов, разделяющих сегменты с «толстой» и относительно «тонкой» корой, характеризуются сейсмической активностью, особенно она повышена в местах пересечения со «сквозными» утолщениями коры, переходящими из

сегмента в сегмент. К таким местам относятся Крым, район Вранча, Закарпатье и др.

В целом возможность датировать и выделять в основании земной коры разновозрастные структурные планы способствует реконструкции тектонических обстановок прошлого. Это особенно важно при изучении геологического строения и районирования областей многократных тектонических деформаций и перестроек, если они охвачены активными молодыми движениями. Использование в таких областях только приповерхностных геологических данных часто приводит к искаженным представлениям о тектоническом плане даже последнего геосинклинального цикла, поскольку отражает не столько этот план, сколько особенности распределения по площади орогенных движений заключительной стадии цикла. Еще хуже обстоит дело с реконструкцией древних структур, переработанных, видоизмененных, представленных отдельными денудированными на разных срезах фрагментами, полностью уничтоженных или, наоборот, глубоко погребенных. В подобной ситуации использование глубинных признаков, т.е. выявляемых сейсмикой данных о глубоких «корневых» частях древних структур, также подвергающихся со временем видоизменениям, но все же в большинстве случаев сохраняющихся в разрезе литосферы, может служить дополнительным подспорьем при исследовании или быть даже определяющим.

На основе выработанных критериев составлена схема районирования земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы по возрасту ее основания — раздела М (рис. 88). Под Восточно-Европейской платформой эта граница имеет древний дорифейский возраст, хорошо выделяются раннепротерозойские субмеридиональные утолщения коры. Под Тиманом, Печорской синеклизой, Уралом, Прикаспийской впадиной, валом Карпинского, Донбассом, Днепровско-Донецкой впадиной, Скифской и Мизийской плитами, Добруджей, Датско-Польской бороздой, герцинидами Центральной Европы, Чешским массивом и Северо-Германской впадиной возраст раздела М байкальско-герцинский. В более южных районах Средиземноморского складчатого пояса под Альпами, Карпатами, Динаридами, Кавказом, Анатолией, Венгерскими впадинами, Адриатическим и Черным морями, Южным Каспием основание коры молодое, альпийское. На участках пересечения разновременных структурных планов раздела М датировки усложняются.

Обращают на себя внимание «сквозные транссегментные» зоны утолщенной коры (Радеховско-Родопская и Криворожско-Крымская), начинающиеся на древней Восточно-Европейской платформе, где они рельефно выражены, и уходящие вглубь Средиземноморского складчатого пояса, где их проявления слабы и фрагментарны. Наличие этих зон свидетельствует о том, что древняя и весьма мощная дорифейская континентальная кора ранее была широко развита в Тетисе и вместе с «впаянными» в нее раннепротерозойскими субмеридиональными структурами Криворожского типа распространялась далеко на юг за пределы нынешнего края Восточно-Европейской платформы. Ослабление этих утолщенных зон в Среднеевропейско-Черноморском сегменте с «тонкой» корой свидетельствует о недавних мощных процессах преобразования, приведших к резкому (в среднем в два раза) сокращению толщины коры и местами (Черное море) полному уничтожению ее «гранитной» части. Показательно, что в следующем Альпийско-Анатолийском сегменте с «толстой» корой Радеховско-Родопское близдолготное утолщение коры вновь приобретает выразительность. Прохождение «сквозных транссегментных» зон через различные, в том числе чрезвычайно сильно переработанные области и проявление их, начиная с раннего протерозоя, в течение очень длительного времени указывают на особо большую глубинность и живучесть этих зон. Это создает дополнительные затруднения для чрезмерных мобилистских построений.

Глубинная структура коры, возникшая к тому или иному моменту геологической истории, оказывала влияние на тектоническую зональность последующих этапов развития и особенности возникающих в верхних этажах коры более молодых деформаций. Это можно наблюдать во многих регионах: Днепровско-Донецкой впадине, Карпатах, Крыму, на Кавказе и т. д. Иногда сведения о глубинном строении коры позволяют более правильно понять природу приповерхностных геологических структур, ранее не совсем ясную, или дать им иную трактовку.

Данные по нескольким профилям ГСЗ, пересекающим Карпаты, Динариды и Паннонию, довольно неожиданно показали, например, что под горными сооружениями Внутренних Карпат (Татры, Гемерские горы и др.) и Внутренних Динарид земная кора имеет небольшую мощность, такую, как погребенный Паннонский срединный массив. Ясно обозначалась тектоническая общность этих горных сооружений со срединным массивом, а не с внешними флишевыми зонами Карпат и Динарид. Орогенез, охвативший флишевые зоны, обломал края опускавшегося Паннонского массива и приподнял их в горных массивах Внутренних Карпат и Динарид. В одном комплексе, таким образом, оказались тектонически чужеродные комплексы флишевой миогеосинклинали и гетерогенного складчато-метаморфизованного субстрата. Массивы Внутренних Карпат и Динарид, составные элементы соответствующих орогенов в тектоническом смысле являются частями Паннонского срединного массива.

Под Южными Карпатами в отличие от других районов Карпатской дуги нет утолщения земной коры. Здесь же почти нет флишевых отложений. В сочетании эти факты позволяют рассматривать Паннонский массив, кристаллические комплексы Южных Карпат и основание Мизийской плиты как части тектонически единого целого, раздробленного орогенезом. Можно продолжить перечисление подобных примеров, иллюстрирующих значение данных о глубинном строении земной коры для геотектонических интерпретаций. Исследования в этом направлении, несомненно, принесут еще много новых интересных результатов.

ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В последние годы как в региональном, так и глобальном масштабе, неоднократно предлагались различные варианты классификации структур земной коры по типам ее глубинного строения [4, 8, 9, 14, 19, 20, 22, 26, 29, 44, 72 и др.]. Количество выделяемых самостоятельных типов достигает иногда восьми, что отражает большое разнообразие строения земной коры. Несмотря, однако, на усложнение и совершенствование классификационных схем, основными типами земной коры по-прежнему остаются океанический и континентальный с переходными или гибридными формами между ними. В настоящем разделе вопросы глобальных классификаций не затрагиваются, предпринимается лишь попытка, исходя из общих принципов, систематизировать разрезы земной коры рассматриваемой территории, сгруппировать их по признакам глубинного строения коры и геологической природы и определить характер соподчиненности.

Глубинные сейсмические зондирования в регионах Центральной и Юго-Восточной Европы проведены вдоль густой сети профилей с плотными системами наблюдений, обеспечивающими непрерывное прослеживание волн от всех основных границ земной коры. Такие исследования позволяют выяснить не только основные особенности структуры коры, но и ее детали. При изучении геологических районов различной тектонической природы, поисках общности и различий между ними это представляется весьма важным. Обилие данных, полученных к настоящему времени в пределах рассматриваемой площади, объединяющей богатый по своему разнообразию спектр структур, делает попытку их типизации по особенностям глубинного строения земной коры достаточно обоснованной.

Результаты анализа показывают, что за некоторым исключением в глубинном строении коры геологически адэкватных структур наблюдается много общего, в то же время в геотектонически разных районах кора различна. Несомненно, это свидетельствует о взаимосвязи приповерхностных и глубинных структур и общности причин, их создавших. Изучая отличия глубинного строения земной коры в геологически разных, но эволюционно следующих друг за другом структурах, можно исследовать изменения, происходящие на больших глубинах коры при геотектоническом процессе, и тем самым приблизиться к пониманию его природы. Различия и сходство разрезов земной коры разных районов определялись по особенностям волновых полей, общей толщине коры, набору слагающих ее слоев и их мощности, степени сейсмической дифференциации, характеру перехода от одного слоя к другому, особенностям распределения скоростей в разрезе и т. д.

По совокупности признаков земная кора рассматриваемых регионов подразделяется на два главных типа: континентальный и субокеанический (рис. 89).

Континентальная кора в целом гораздо толще субокеанической (30—60 км против 20—30 км), последняя, кроме того, не имеет «гранитного» слоя. Между этими типами можно выделить переходную кору, не имеющую самостоятельного значения и соответствующую периферии субокеанических областей.

Континентальному типу коры свойственно большое разнообразие, позволяющее выделить следующие подтипы: 1) геосинклинальных областей с развитыми в их пределах орогенами и срединными массивами и 2) платформенных областей.

Для орогенов всех возрастов (Большой Кривой Рог, Рудные горы, Карпаты, Крым, Кавказ, Добруджа и др.), ныне денудированных, характерна утолщенная кора. От ее подошвы распространяются преимущественно закритические отраженные волны, характер записи которых свидетельствует о сложном переходе к мантии и существовании здесь довольно мощных переходных зон. Головные волны от раздела М слабы и прослеживаются только на очень больших удалениях. Для структур рассматриваемого класса характерно наличие в низах коры двух или даже нескольких сейсмически эквивалентных границ М. Они отвечают разновременным положениям раздела М («пра-Мохо»), скользящего по вертикали литосферы вследствие последовательного преобразования части коры в мантию или наоборот. Это преобразование, если оно действительно имеет место, по-видимому, не может быть объяснено элементарным фазовым переходом типа эклогит $\rightleftarrows$ базальт, поскольку оно происходит скачкообразно и сохраняет фиксированным в разрезе литосферы первоначальное и все последующие положения раздела М.

Важной особенностью некоторых орогенов (Карпаты, Динариды, возможно, Большой Кривой Рог) является также асимметричность строения их глубинных «корней», смещенных в сторону внешних краевых частей соответствующих горных сооружений, куда при смятии в складки осадочной толщи происходило интенсивное тангенциальное перемещение горных масс.

Земная кора срединных массивов и образовавшихся на них в орогенную стадию внутригеосинклинальных наложенных впадин (Большая и Малая Венгерская и др.) имеет мощность 20—30 км. В основании коры здесь местами намечаются зоны перехода к мантии, однако мощность их гораздо меньше, чем в упомянутых областях. Интенсивность головных волн от раздела М возрастает, и местами (Закарпатский прогиб) они становятся соизмеримыми по амплитудам с волнами, отраженными от той же границы закритическим углом. В разрезе коры этого района отмечены слои с пониженными скоростями, наиболее глубокий из которых располагается непосредственно над разделом М и имеет упругие свойства пород гранитного ряда. Таким образом, здесь нет сплошного «базальтового» слоя, который выполнял бы всю нижнюю часть коры.

Существование волноводов в земной коре Закарпатья генетически связано, очевидно, с недавней вулканической активностью этого района. Следует иметь в виду, что переработка коры срединных массивов при формировании внутригеосинклинальных наложенных впадин может приводить к возникновению на их месте участков субокеанического типа, как, по-видимому, было при образовании Черноморской впадины.

Платформы характеризуются корой промежуточной мощности (33—45 км). Этот подтип собирательный и объединяет ряд более частных моделей, таких, например, как кора щитов, массивов, плит и авлакогенов. У щитов кора толще, чем у массивов и плит, а тем более у крупных впадин типа Прикаспийской, Северо-Германской и др. Для некоторых древних щитов (Украинский, Канадский) установлена резкая дифференцированность и контрастность рельефа раздела М, который под областями раннепротерозойской складчатости на Украине, например, располагается на глубинах до 60 км. Отмечено, что в зонах интенсивного проявления основного магматизма на Украинском щите в верхних частях коры обнаружены высокоскоростные пропластки. В результате кора характеризуется чередованием кислых и основных пород, или своеобразной «гранитно-базальтовой смеси». По сравнению со щитами авлакогены имеют утоненную кору, а плиты занимают промежуточное место между ними.

Характерно, что с погружением консолидированного субстрата и увеличением мощности осадочной толщи уменьшается «континентальность» коры и возрастает ее «океаничность». Для Черноморской впадины, имеющей типичную субокеаническую кору общей мощностью 18 — 25 км,

при отсутствии «гранитного» слоя характерно наличие малоскоростных неуплотненных осадочных отложений молодого возраста. В отличие от континентальных районов в Черноморской впадине поле упругих волн глубинного происхождения формируется не отраженными, а преломленно-рефрагированными волнами, доминирующими по интенсивности и характеризующими все основные границы коры, включая раздел М. Последний не имеет в разрезе «дубликатов», кроме того, отсутствуют признаки существования переходной зоны между корой и мантией.

Дальнейшее изучение и сравнительный анализ глубинного строения земной коры геологических структур различного генезиса, несомненно, позволит приблизиться к правильному пониманию общего строения твердой оболочки Земли и природы происходящих в ней процессов.

ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕХОДА ОТ КОРЫ К МАНТИИ

До недавнего времени считали, что основание земной коры — раздел М, представляет собой резкую сейсмическую границу, на которой скорость распространения продольных упругих волн скачкообразно возрастает до мантийных значений — 8,1 км/с. Со временем, однако, по мере накопления новых данных, особенно при детальных наблюдениях и специальных исследованиях отраженными волнами, а также в связи с прогрессом в области интерпретации обнаружилось, что такие представления о границе М очень упрощенны и не соответствуют существующей картине. Структура перехода от коры к мантии очень сложна и многообразна, резкая граница первого рода — лишь частный случай, к тому же, по крайней мере в пределах континентов, далеко не самый распространенный. Структура контакта кора — мантия в разных районах описывается различными моделями, в предельных случаях — это либо резкая граница, либо рассредоточенный многокилометровый «диффузный» переход. Все эти разновидности представлены в регионах Центральной и Восточной Европы. Попытаемся их систематизировать и охарактеризовать. Отметим важную особенность — наличие определенной корреляции между строением зоны перехода кора — мантия, тектонической природой и историей развития расположенных над нею геологических структур. Обнаружение такой корреляции открывает перспективу изучения по структурным особенностям контакта кора — мантия протекающих и в нем процессов.

В пределах изученной территории выделяются пять основных типов перехода от коры к мантии, подразделяющихся в свою очередь на несколько разновидностей. Первый тип (рис. 90, *I*) соответствует первоначальному «классическому» представлению о разделе М — это резкая сейсмическая граница со скачком скорости до 8,1 км/с. Указанный тип перехода развит сравнительно мало и тяготеет к внутренним структурам Средиземноморского складчатого пояса с резко редуцированной корой.

Второй тип (рис. 91, *II*) — как бы усложнение первого, он делится на две разновидности. В одной из них наряду с хорошо выраженным сейсмическим горизонтом с $v_г$ = 8,1 км/с появляется серия рассредоточенных в весьма мощной зоне непротяженных отражающих площадок. Вторая разновидность состоит исключительно из «облака» таких площадок, внутри которого однозначно наметить границу М не представляется возможным. Рассмотренный тип перехода от коры к мантии распространен наиболее широко, он характерен для платформ, особенно древних. Коровой и мантийный материал в зоне перехода этого типа, вероятно, «перемешан», роль мантийной компоненты с увеличением глубины возрастает. Первоначально это, очевидно, отдельные линзы, пластины, козырьки и другие изолированные или полуизолированные тела мантийных пород, появляющиеся среди корового материала, затем ансамбли тел, объединяющиеся в пакеты, массивы и толстые слои и, наконец, почти сплошная мантийная ткань с отдельными небольшими включениями пород коры.

Для перехода кора — мантия третьего типа (рис. 91, *III*) характерно появление в низах коры довольно мощного слоя со скоростями 7,4—7,7 км/с, ограниченного сверху и снизу сейсмическими горизонтами, нижний представлен разделом М с типичной для него скоростью 8,1 км/с. В зависимости от резкости этих горизонтов рассматриваемый тип перехода подразделяется на три разновидности: а) оба горизонта резкие; б) нижний — резкий, верхний — «диффузный»;

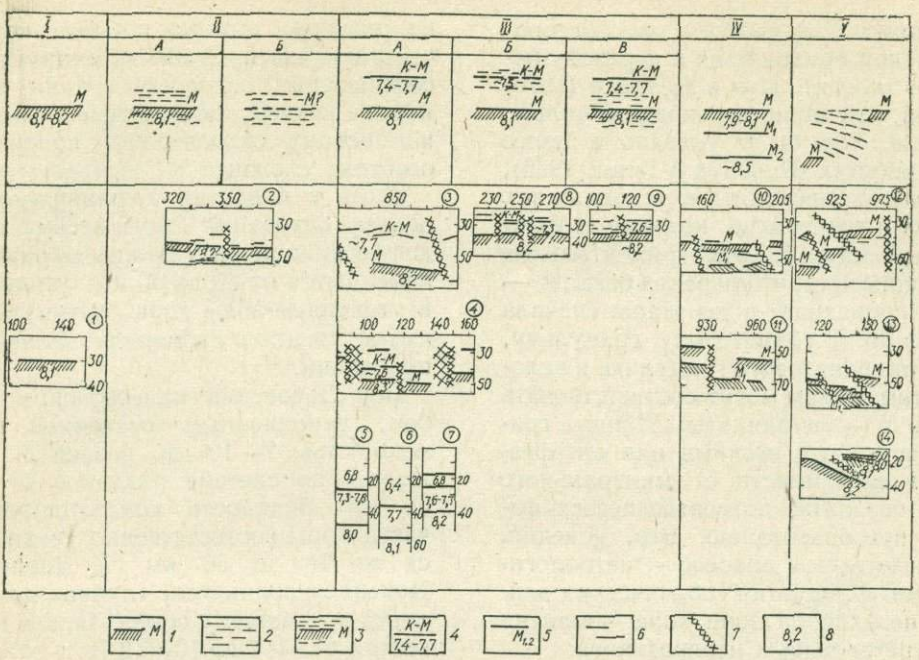


Рис. 90. Типы перехода от коры к мантии в регионах Центральной и Восточной Европы:

а — модели перехода; *б* — типичные примеры.
1 — резкий переход (граница 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; *8* — скорости, км/с.
Цифры в кружках на монтаже: 1 — Паннонский срединный массив (Большая Венгерская впадина); *2* — один из участков Восточно-Европейской платформы; *3* — Восточные Карпаты; *4* — Датско-Польская борозда; *5* — Восточно-Африканский рифт (по Пузыреву и др.); *6* — Байкальский рифт (по Пузыреву, Крылову и др.); *7* — Рейнский грабен (по Мюллеру); *8* и *9* — эпипалеозойская платформа Польши; *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. Корсика.

в) верхний — резкий, нижний — «диффузный». Наличие подобной структуры позволяет предполагать, что появление слоя со скоростью 7,4—7,7 км/с, аномально большой для коры, но малой для мантии, связано с процессами преобразования вещества, происходящими на их границе. Возможно, что верхний горизонт со скоростью 7,4—7,7 км/с, который условно назван нами «К — М» (кора + + мантия), отвечает формирующемуся новому разделу М, становление которого еще не закончено. Такому предположению не противоречат данные геологии, ибо рассмотренный тип перехода характерен для молодых активных тектонических структур (Восточные Карпаты, Датско-Польская борозда, рифты Байкала, Африки, Рейнского грабена, провинции бассейнов и хребтов в США и т. д.), а также некоторым отдельным участкам молодых платформ.

Четвертый тип перехода кора — мантия (рис. 91, *IV*) имеет более одной резкой границы М с соответствующими значениями скоростных параметров. Его можно рассматривать как логическое завершение процесса, отображенного в предыдущем третьем типе перехода. Граница М скачкообразно перемещается по разрезу литосферы, в нем между тем сохраняются ее «пра»-реликты. Появление таких границ-«дубликатов» раздела М особенно характерно для районов, претерпевших в ходе геологической истории резкие перестройки тектонического плана. Такие перестройки сопровождались, а вернее, обусловливались изменениями глубинного плана на уровне раздела М, при которых структуры прежнего плана сохранились и «просвечивают» сквозь более молодые, вновь образованные. Примером подобного района может служить Днепровско-Донецкий авлакоген, под которым наложились раннепротерозойский субмеридиональный и байкальско-герцинский северо-западный планы, и переход от коры к мантии осуществляется через несколько границ М.

В свете результатов экспериментальной петрологии переходную зону кора — мантия можно интерпретировать как

комплексную зону фазовых преобразований, в целом приводящих к переходу базальта в эклогит. Ито и Кеннеди (1970) показали, что такие переходы не только возможны, как было указано в более ранних работах (Рингвуд и Грин, 1966), но и могут происходить в условиях тех давлений и температур, которые должны быть на разделе М. Экспериментальные данные показали, что переход базальт — эклогит происходит в два этапа: сначала от базальта к гранатовому гранулиту, а затем от гранатового гранулита к эклогиту. Этим этапам могут соответствовать границы М — «дубликаты». Данные границы могут быть резкими или «диффузными» в зависимости от минерального состава базальта, подвергающегося фазовому преобразованию. Это, конечно, лишь возможный процесс — петрологическая интерпретация сейсмических данных о переходной зоне кора — мантия еще очень сложна и неоднозначна.

Если рассмотренные типы перехода представляются как результат эндогенных процессов преобразования или проникновения вещества в литосфере по вертикали, то последний пятый тип (рис. 90, *V*) связан с действием механических при ин, приведших к латеральному перемещению блоков с перекрытием сейсмических горизонтов. Этот тип территориально развит мало, он наблюдается только на участках контрастного сочленения разнородных структур, например Карпат и Восточно-Европейской платформы, в Горном Крыму, в районе о. Корсика и др.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ СХЕМ ПО КРОВЛЕ И ПОДОШВЕ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

Сопоставление структурных схем разновозрастного фундамента и раздела М позволяет оценить степень их согласованности и составить общее представление о закономерностях изменения мощности заключенной между ними консолидированной части коры и покрывающей толщи осадочных отложений для основных тектонических регионов Центральной и Восточной Европы (рис. 91). Эти данные в определенной степени характеризуют глубинное строение исследуемой территории.

По особенностям структуры консолидированной коры Восточно-Европейская платформа подразделяется на меньшую по размерам южную и более крупную северную части. Строение и структурные соотношения основных границ земной коры в южной, тяготеющей к Средиземноморскому складчатому поясу части особенно сложны.

Здесь в пределах Украинского щита рельеф основания коры весьма сильно дифференцирован, глубины до раздела М изменяются от 30 до 60 км, утолщенные и утоненные зоны коры вытянуты преимущественно в субмеридиональном направлении.

Под Львовским палеозойским прогибом, заполненным осадочной толщей мощностью 2—10 км, раздел М погружается по системе разломов от 40 до 55 км. Мощность консолидированной части коры соответственно увеличивается от 38 до 50 км. В Днепровско-Донецком авлакогене глубина до фундамента возрастает с северо-запада на юго-восток от 3—4 до 10—12 км и затем в районе Донбасса — до 20 и более километров. Рельеф раздела М в этом регионе мозаичен, что в значительной мере объясняется «наложением» друг на друга двух разновременных и разноориентированных структурных планов раздела М — субмеридионального, раннепротерозойского и северо-западного, байкальско-герцинского. Глубина до подошвы коры под Днепровско-Донецким авлакогеном изменяется от 30 до 50 км, при этом мощность консолидированной части уменьшается в юго-восточном направлении от 40—35 км под Днепровским грабеном до 20 км под Донбассом.

В отличие от южной в северной большей части Восточно-Европейской платформы строение земной коры, изменения ее мощности, соотношения основных границ раздела значительно проще. Так, толщина земной коры Балтийского щита стабильна, изменения глубин до раздела М происходят плавно в сравнительно умеренных пределах. На юго-востоке щита мощность коры не превышает 45 км, в сторону Баренцевоморской впадины она уменьшается до 35 км, а под Кольским блоком составляет около 30 км. Структуры Русской плиты в основном изометричны и имеют большие поперечные размеры. Глубины раздела М под ними изменяются спокойно, без резких скачков от 35 до 45 км. Развитые в теле плиты авлакогены (Среднерусский, Вятский, Пачелмский и др.), по-видимому, из-за сравнительно малых (по крайней мере, далеко не таких, как у Днепровско-Донецкого) размеров, четкого отражения в разделе М не находят.

В целом для Восточно-Европейской платформы свойственны обратные структурные соотношения кровли и подошвы консолидированной части коры: погружениям фундамента с соответствующим нарастанием мощности осадочного чехла отвечают воздымания раздела М с сокращением мощности консолидированных комплексов. Прямые соотношения появляются только на периферии платформы, они выразительны, например, на юго-западе (Волыно-Подолия).

В пределах эпибайкальской Тимано-Печорской платформы мощность консолидированной коры по направлению к Уралу уменьшается от 40 до 33 км; глубина залегания раздела М при этом изменяется незначительно (рис. 3).

Под Прикаспийской синеклизой мощность консолидированной коры сокращена до 8—12 км, в большой степени, вероятно, в результате выклинивания «гранитного» слоя. Глубина до раздела М изменяется от 32 км в центральной части впадины до 40 км по ее периферии. Мощность осадочного комплекса уменьшается в том же направлении от 22 до 4 км. Таким образом, погружение поверхности фундамента во впадине сопровождается симметричным подъемом раздела М, что обусловливает сокращение мощности консолидированной части коры в 2—3 раза.

В пределах Скифской плиты толщина коры изменяется от 30 до 45 км. С севера,

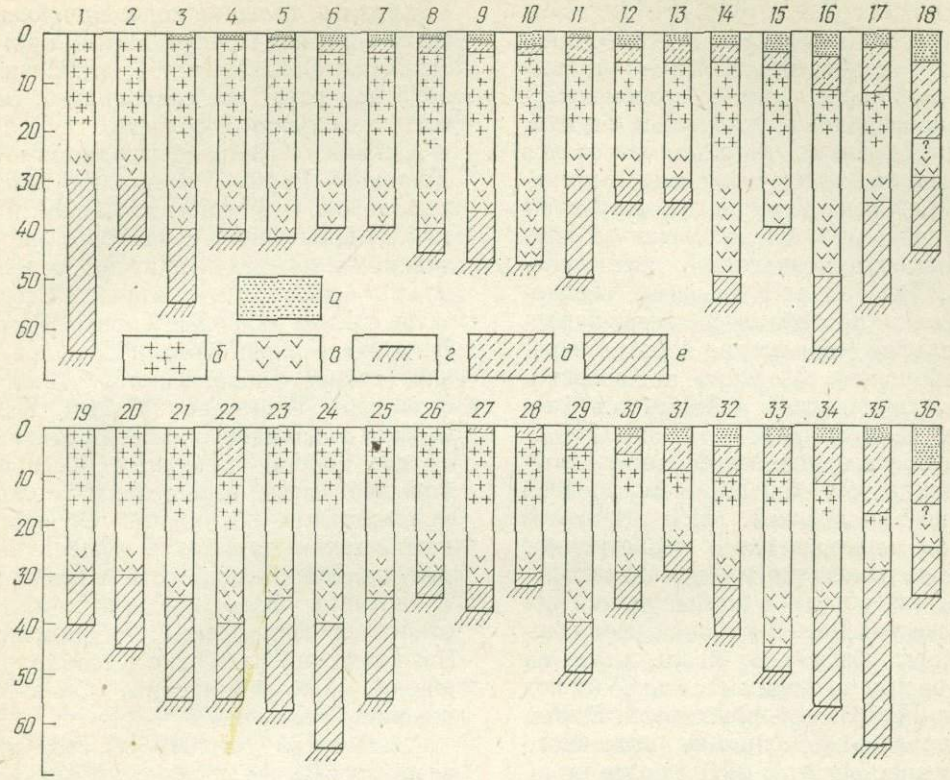


Рис. 91. Основные закономерности изменения мощности осадочного чехла и консолидированной коры:

а — осадочный слой; *б* — верхняя часть консолидированной коры; *в* — нижняя часть консолидированной коры; *г* — раздел М; *д* — интервалы изменения глубины залегания поверхности фундамента; *е* — интервалы изменения глубины залегания раздела М.

Регионы: 1 — Украинский щит; *2* — Балтийский щит; *3* — Воронежский массив; *4* — Тиманский кряж; *5* —гряда Чернышева; *6* — Печорская синеклиза; *7* —Предтиманский прогиб; *8* — Балтийская синеклиза; *9* — Московская синеклиза; *10* — Пачелмский авлакоген; *11* — Скифская платформа; *12* — Мизийская платформа; *13* — палеозойская платформа Центральной Европы; *14* — Львовский прогиб; *15* — Воркутинский прогиб; *16* — Датско-Польский межплатформенный прогиб; *17* — Днепровско-Донецкий авлакоген; *18* — Прикаспийская впадина; *19* — Балканы; *20* — Динариды; *21* — Альпы; *22* — Кавказ; *23* —Горный Крым; *24* — Карпаты; *25* — Родопы; *26* —Сербо-Македонский массив; *27* — Добруджа; *28* — Чешский массив; *29* — Урал; *30* — Трансильванская впадина; *31* — Паннонский массив; *32* — Предуральский прогиб; *33* — Терско-Каспийский прогиб; *34* — Индоло-Кубанский прогиб; *35* — Предкарпатский прогиб; *36* — Черноморская впадина

от Украинского щита, сюда протягиваются, постепенно ослабевая, субмеридиональные раннепротерозойские утолщения земной коры, с юга, со стороны Черноморской впадины, проникают «языки» молодого утонения, которые, встречаясь и накладываясь на байкальско-герцинско-киммерийскую глубинную структуру плиты, образуют очень сложную «интерференционную» картину строения раздела М. Под Индоло-Кубанским, Терско-Каспийским прогибами и северо-западным шельфом Черноморья кора утонена, под Добруджей, Азовским и Каневско-Березанским валами наблюдается увеличение ее мощности.

Кора Среднеевропейской эпипалеозойской платформы тоньше, чем древней Восточно-Европейской. Под Чешским массивом наблюдается изометричное опускание основания раздела М до глубины 37 км, обратное конфигурации поверхности массива. В районе Судет мощность коры убывает до 30 км, далее на северо-восток увеличивается до 35 км под Польско-Германской синеклизой. В этом же направлении мощность осадочного чехла возрастает от 2 до 6 и более километров. Под синеклизой мощность консолидированной части коры, таким образом, практически постоянна, увеличение глубины до раздела М сопровождается таким же по амплитуде погружением поверхности фундамента.

Датско-Польская борозда приурочена к зоне глубинных разломов, ограничивающих Восточно-Европейскую платформу с запада. По этим разломам раздел М опущен до глубины 50 км, фундамент — до 10 и более километров. Мощность консолидированной части коры под прогибом практически не отличается от древней платформы, но существенно больше, чем под Польско-Германской синеклизой.

На участке пересечения Датско-Польского и Предкарпатского прогибов суммарная мощность коры достигает 65 км и является максимальной для всего Карпатского региона. В целом для зоны сочленения древней и молодой платформ в рассматриваемой области свойственно приблизительное соответствие структурных форм раздела М и поверхности фундамента.

Для Урала характерно увеличение мощности земной коры до 50 км в центральной части и уменьшение до 35 км под Предуральским прогибом и до 40 км в Зауралье, толщина консолидированной части коры под Предуральским прогибом сокращается до 25 км, т. е. приблизительно в два раза по сравнению с осевой частью складчатой области.

Альпийский пояс Центральной и Юго-Восточной Европы граничит с Западно-Европейской, Среднеевропейской и Восточно-Европейской платформами, Мизийской и Скифской плитами, отделяясь от них передовыми прогибами. Северная ветвь альпид включает Альпы, Карпаты, Балканы, Горный Крым и Большой Кавказ, южнее располагаются Динариды, структуры Анатолии, Малый Кавказ. Внутри альпийского пояса протягиваются две полосы срединных массивов, в большей части перекрытых молодыми наложенными впадинами. Образование этих впадин привело к существенному редуцированию мощности земной коры. К северной полосе срединных массивов относятся Паннонский, Черноморский, Закавказский и Южно-Каспийский, к южной — Пелагонийский, Сербо-Македонский, Родопский.

Альпийские складчатые сооружения за некоторым исключением (Южные Карпаты, Стара-Планина) имеют утолщенную земную кору (45—50 км). Эти утолщения в северной ветви альпид, примыкающих к Восточно-Европейской платформе и Скифской плите, образуют вместе с ними общий Восточно-Европейский сегмент с «толстой корой». От него в районе Западных Карпат и Альп в западном направлении отходит «ветвь» с увеличенной толщиной коры. Под Большим Кавказом и Горным Крымом раздел М находится на глубине 50—55 км, под внешней зоной Восточных Карпат и Предкарпатским прогибом — 65 км. Под Малым Кавказом, Стара-Планиной, Южными Карпатами и Банатом, основание которых имеет мозаичную структуру, глубины до раздела М изменяются от 40 до 50 км.

Динаридам, представляющим южную ветвь альпийской складчатой области, свойственна, как и северной ветви, линейная вытянутость структур земной коры с обращенным рельефом ее подошвы и кровли. Глубина залегания границы М изменяется в Динаридах от 30 км под внутренней зоной складчатого сооружения до 42—45 км под его внешней зоной.

Северная полоса альпийских срединных массивов характеризуется неболь-

шими глубинами до раздела М (20—30 км под Венгерской и Черноморской впадинами, 35—42 км под Рионо-Куринским прогибом и Южно-Каспийской впадиной), большим погружением поверхности фундамента (до 16 км в Черноморской и свыше 20 км в Южно-Каспийских впадинах), отрицательными обращенными структурными формами подошвы и кровли консолидированной коры и резким сокращением ее мощности (15—20 км под Паннонским массивом, 5—15 км под Черноморской и около 20 км под Южно-Каспийской впадинами, 30—35 км под Рионо-Куринским прогибом). Перечисленные особенности строения земной коры срединных массивов свидетельствуют о том, что в альпийском этапе, особенно на его заключительной орогенной стадии, она претерпела резкую переработку, сопровождавшуюся прогибанием поверхности консолидированного субстрата и встречным подъемом раздела М.

Южная полоса срединных массивов была вовлечена в общее поднятие систем, под ними толщина консолидированной коры увеличена (40—50 км), осадочный покров на них развит лишь спорадически и маломощен, они подверглись существенной тектоно-магматической активизации.

Передовые прогибы вдоль северного фронта альпид характеризуются линейной вытянутостью и глубоким погружением фундамента (до 10—18 км). В пределах внешних крыльев прогибов мощность консолидированной коры практически не отличается от таковой в прилежащих частях платформ. Под внутренними и осевыми зонами прогибов кора либо утонена (Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский), либо увеличена в мощности (Предкарпатский прогиб).

Анализ рассмотренных материалов позволяет установить некоторые региональные и общие закономерности:

1. Южная часть Восточно-Европейской платформы характеризуется значительными вариациями мощностей консолидированной коры. Толщина ее существенно увеличена под Украинским щитом, особенно под его раннепротерозойскими субмеридиональными геосинклинальными зонами, и уменьшена под Днепровско-Донецким авлакогеном. Утонение консолидированной части коры сопровождается увеличением мощности осадочного слоя.

2. В пределах северной обширной части Восточно-Европейской платформы, включающей в себя Русскую плиту и Балтийский щит, а также эпибайкальской Тимано-Печорской платформы, наблюдается общее сокращение мощности коры в северном и северо-восточном направлениях, к Баренцевоморской впадине и складчатой системе Урала — Пай-Хоя. Для всей Восточно-Европейской платформы в целом, за исключением некоторых периферических участков (Волыно-Подолия), характерно обратное соотношение структурных форм, образованных кровлей и подошвой консолидированной части земной коры.

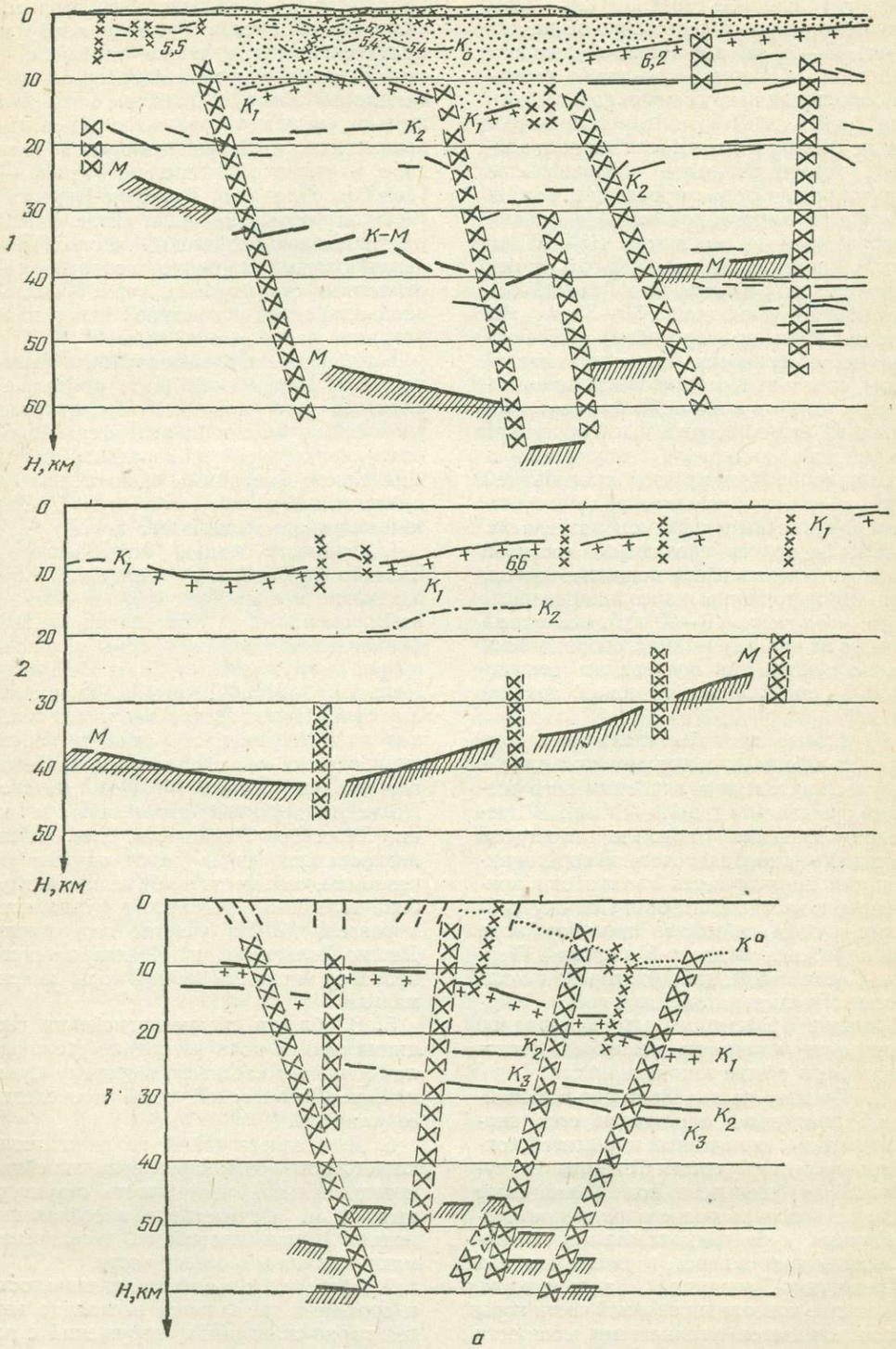
3. Субмеридиональные утолщения земной коры Украинского щита продолжаются за его пределы, обусловливая сложный, «мозаично-интерференционный» характер строения раздела М под Днепровско-Донецким авлакогеном и прилегающей к щиту с юга частью Средиземноморского складчатого пояса.

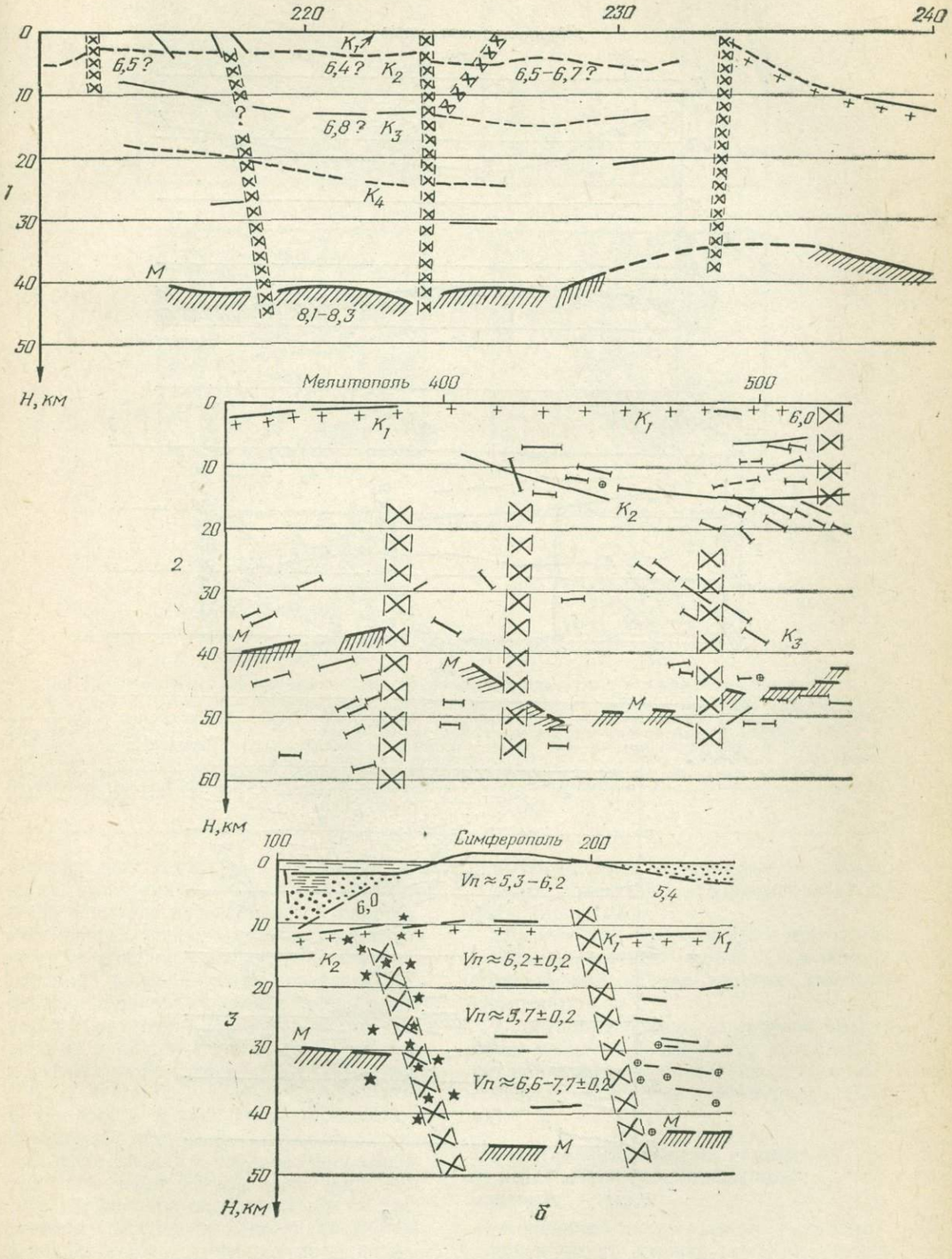
4. Мощность земной коры молодой Западно-Европейской платформы существенно меньше, чем древней Восточно-Европейской. Консолидированный фундамент молодой платформы моноклинально погружается от Судет к Датско-Польскому прогибу, в этом же направлении существенно возрастает толща осадков и при неизменной мощности консолидированной части коры увеличивается глубина до раздела М. Под Датско-Польским прогибом, тяготеющим к линии Тейссейра-Торнквиста, блок консолидированной коры резко опущен по разломам, соответственно увеличена глубина залегания поверхности фундамента и раздела М. На участке пересечения Датско-Польского и Предкарпатского прогибов мощность земной коры максимальна.

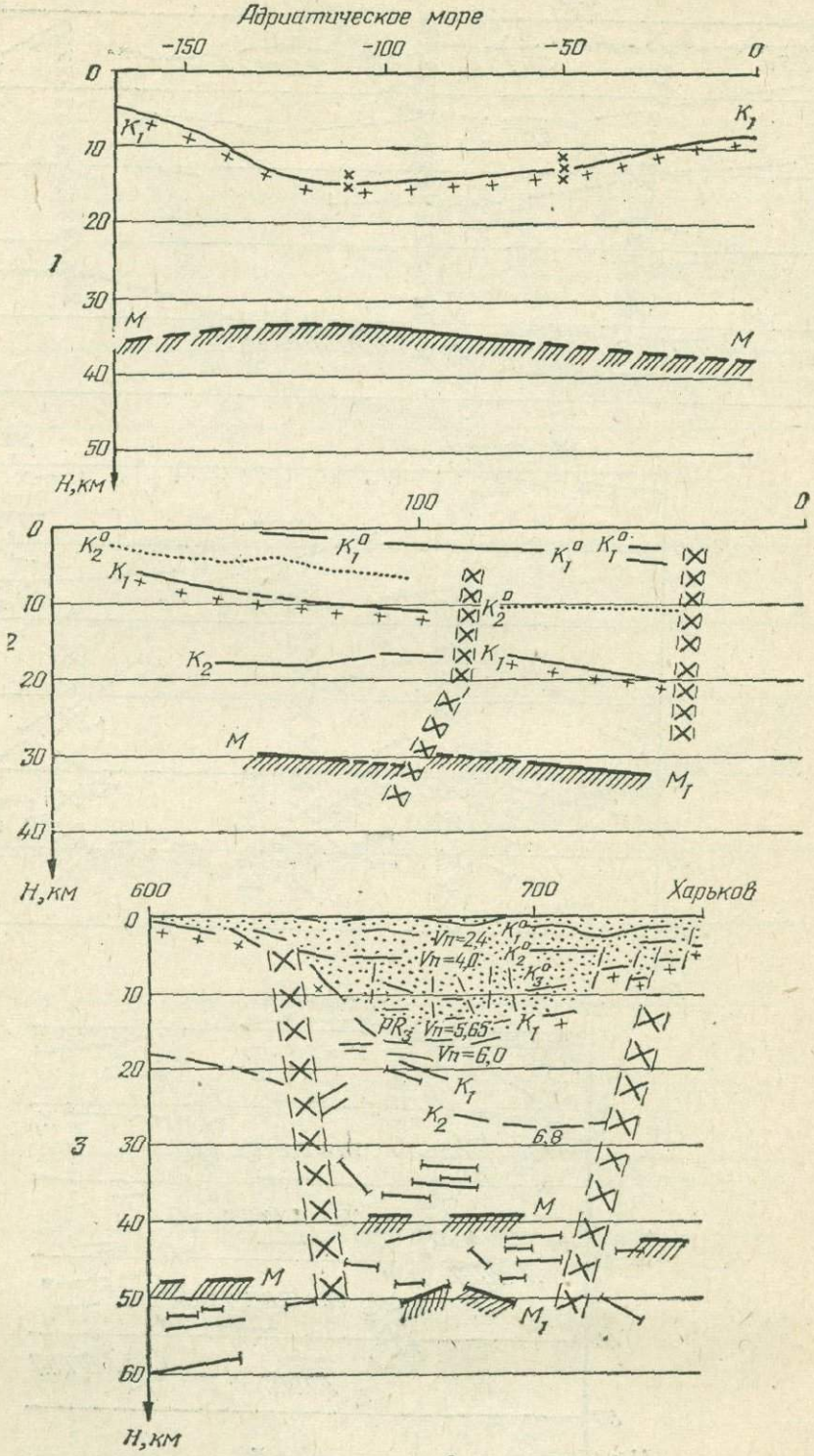
5. В области среднеевропейских герцинид земная кора несколько утолщена под Чешским массивом, в сторону Судет и Саксо-Тюрингской зоны происходит ее утонение.

6. Для палеозойской геосинклинальной области Урала характерна линейная меридиональная вытянутость структурных форм, значительное преобладание поднятий над прогибами, увеличение мощности коры в осевой части.

7. В области альпийской складчатости и орогенеза выделяются несколько ветвей горно-складчатых сооружений с повышенной мощностью консолидированной коры. Полоса срединных массивов,


0
10
20
30
40
50
60
H, км
1
5,5
5,2
5,4
6,2
K1
K2
M
K-M
2
6,6
3
K°
K3
а


220
230
240
0
10
20
30
40
50
H, км
1
6,5?
6,4?
6,5–6,7?
6,8?
K1
K2
K3
K4
M
8,1–8,3
Мелитополь
400
500
2
6,0
Симферополь
100
200
3
Vп ≈ 5,3–6,2
5,4
Vп ≈ 6,2±0,2
Vп ≈ 5,7±0,2
Vп ≈ 6,6–7,7±0,2
60
б


Адриатическое море
-150
-100
-50
0
0
10
20
30
40
50
H,км
1
K1
K2
M
M1
100
2
600
700
Харьков
Vп=2,4
Vп=4,0
Vп=5,65
Vп=6,0
pR2
6,8
3
в

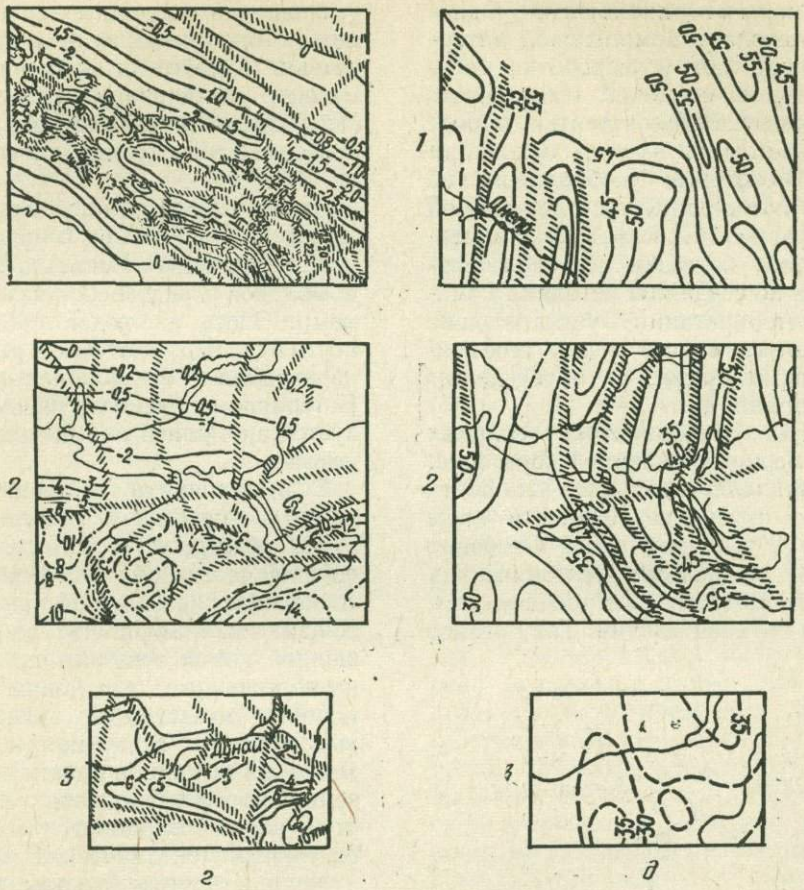


Рис. 92. Сопоставление структурных схем поверхности фундамента и раздела Мохоровичича:

а — согласное залегание (1 — Предкарпатский прогиб (геотраверс II); 2 — Внешние Динариды (геотраверс II); 3 — западное замыкание Индоло-Кубанского прогиба (геотраверс V); б — положительная конверсия (1 — Балтийский щит (геотраверс I); 2 — Воронежский массив (геотраверс III); 3 — Горный Крым (геотраверс III); в — отрицательная конверсия (1 — Адриатическое море (геотраверс II); 2 — северо-западный шельф Черного моря (геотраверс V); 3 — Днепровско-Донецкий авлакоген (геотраверс III); г, д — примеры несогласия структурных планов поверхности фундамента (г) и раздела Мохоровичича (д) по простиранию тектонических элементов (1 — Днепровско-Донецкий авлакоген; 2 — центральная часть Скифской платформы; 3 — восточная часть Мизийской платформы).

разделяющих северную и центральную ветви, в орогенную стадию альпийского этапа испытала интенсивные опускания. Этот процесс сопровождался переработкой и сокращением мощности консолидированной коры. Массивы, разделяющие центральную и южную ветви горно-складчатых сооружений, наоборот, были вовлечены в поднятия, и толщина земной коры под ними увеличена.

8. В целом в пределах Центральной и Восточной Европы устанавливаются *следующие типы соотношения* структурных форм кровли и подошвы консолидированной части земной коры (рис. 92):

а) обращенное положительное с увеличением мощности консолидированной коры (орогены и другие крупные поднятия);

б) обращенное отрицательное с сокращением мощности консолидированной коры (прогибы);

в) согласное, без изменения мощности консолидированной коры (отдельные, сравнительно редкие краевые участки платформ);

г) неупорядоченное, мозаичное изменение по площади мощности консолидированной коры (участки резко несогласованных перестроек структурного плана).

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЛЬЕФА РАЗДЕЛА М С НЕКОТОРЫМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

Комплексная интерпретация различных геофизических данных позволяет более правильно и всесторонне осветить строе-

ние земной коры и верхней мантии. Однако единой методики комплексной интерпретации пока нет и выработка ее — проблема весьма сложная. Нами предпринята попытка сопоставить данные различных методов и на этом основании высказать некоторые соображения об отражении аномальных участков земной коры в геофизических полях. В дальнейшем предстоит большая исследовательская работа по созданию методики комплексной интерпретации, установлению корреляционных связей между геофизическими параметрами и определению природы аномалий.

Результаты сопоставления тепловых потоков с мощностью земной коры (рис. 93). Сопоставление показало, что почти повсеместно изменение мощности коры отражается в тепловом поле. Особенно это заметно в пределах тектонических структур с аномальным строением земной коры и верхней мантии. Так, резкое

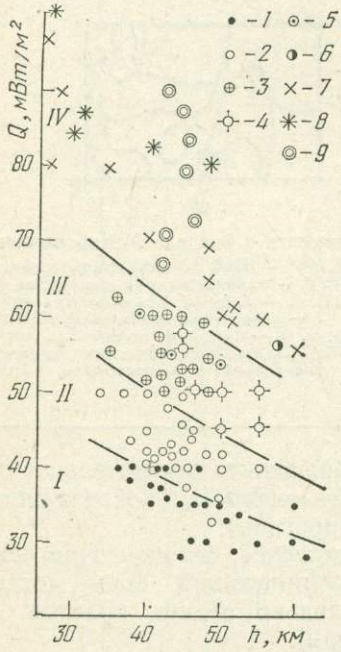


Рис. 93. Сопоставление значений тепловых потоков с глубиной залегания поверхности М (по Кутасу):

1—9 — средние значения тепловых потоков и мощности земной коры в квадратах 1° × 1° по следующим структурам:
1 — Украинский щит; *2* — Восточно-Европейская платформа; *3* — молодая (эпигерцинская) платформа; *4* — активные в палеозое зоны Восточно-Европейской платформы; *5* — массивы Западных и Южных Карпат; *6* — юго-западная часть Львовского прогиба; *7* — складчатые области Кавказа и Карпат; *8* — зоны неоген-четвертичного вулканизма; *9* — зоны, активизированные в мезозое — кайнозое (Ставропольский свод, Кавминводский выступ, Каневско-Березанская зона, Тарханкутский вал).

уменьшение мощности коры на границе между Закарпатским прогибом и Складчатыми Карпатами сопровождается заметным увеличением теплового потока. Изолинии теплового потока практически повторяют изоглубины залегания раздела М.

Сложно построено основание коры под Львовским прогибом и вдоль границы между древней Восточно-Европейской и молодой Среднеевропейской платформами. Здесь наблюдаются две поверхности М, между которыми располагается переходная зона мощностью 5—15 км. В тепловом поле этот район характеризуется аномалией повышенных тепловых потоков.

Если сравнить величины тепловых потоков с глубинами залегания раздела М на обширной территории юга европейской части СССР и соседних областей, то обращает на себя внимание следующая общая закономерность: зонам с утолщенной корой отвечают преимущественно пониженные, а районам с утоненной корой — повышенные значения тепловых потоков. Тенденция к увеличению тепловых потоков в районах с утоненной земной корой и понижению в зонах с толстой корой сохраняется и в пределах отдельных тектонических структур.

Мощность земной коры в Советских Карпатах постепенно увеличивается от *Закарпатского прогиба* (25—28 км) к Складчатым Карпатам и Предкарпатскому прогибу, достигая максимальных значений (55—60 км) под Скибовой зоной Карпат и внутренней зоной Предкарпатского прогиба. Тепловые потоки в том же направлении постепенно уменьшаются от 80—90 до 50—60 МВт/м², а во внутренней зоне Предкарпатского прогиба они не превышают 40 МВт/м².

На Украинском щите аномалии наиболее низких тепловых потоков (25—35 МВт/м²) совпадают с максимальным погружением (до 55—60 км) раздела М в Криворожско-Кременчугской и Одесско-Ядловской зонах. Разделяющий эти зоны Кировоградский блок имеет менее толстую кору (38—45 км) и повышенный тепловой поток (42—46 МВт/м²).

Под Чешским массивом поверхность М залегает на глубинах 32—40 км, тепловые потоки составляют здесь 45—70 МВт/м². Мощность земной коры увеличивается к юго-западной части массива, где наблюдаются наиболее низкие тепловые потоки. Подобные закономерности

характерны для многих районов, однако они не позволяют сделать вывод о наличии однозначной зависимости между величиной теплового потока и положением раздела М. Во многих районах, особенно в зонах молодой активизации и осадконакопления, эта закономерность нарушается. Нередки случаи, когда в зонах с утоненной земной корой наблюдаются низкие тепловые потоки (Черноморская впадина), а в зонах с увеличенной мощностью коры — высокие (некоторые горно-складчатые области).

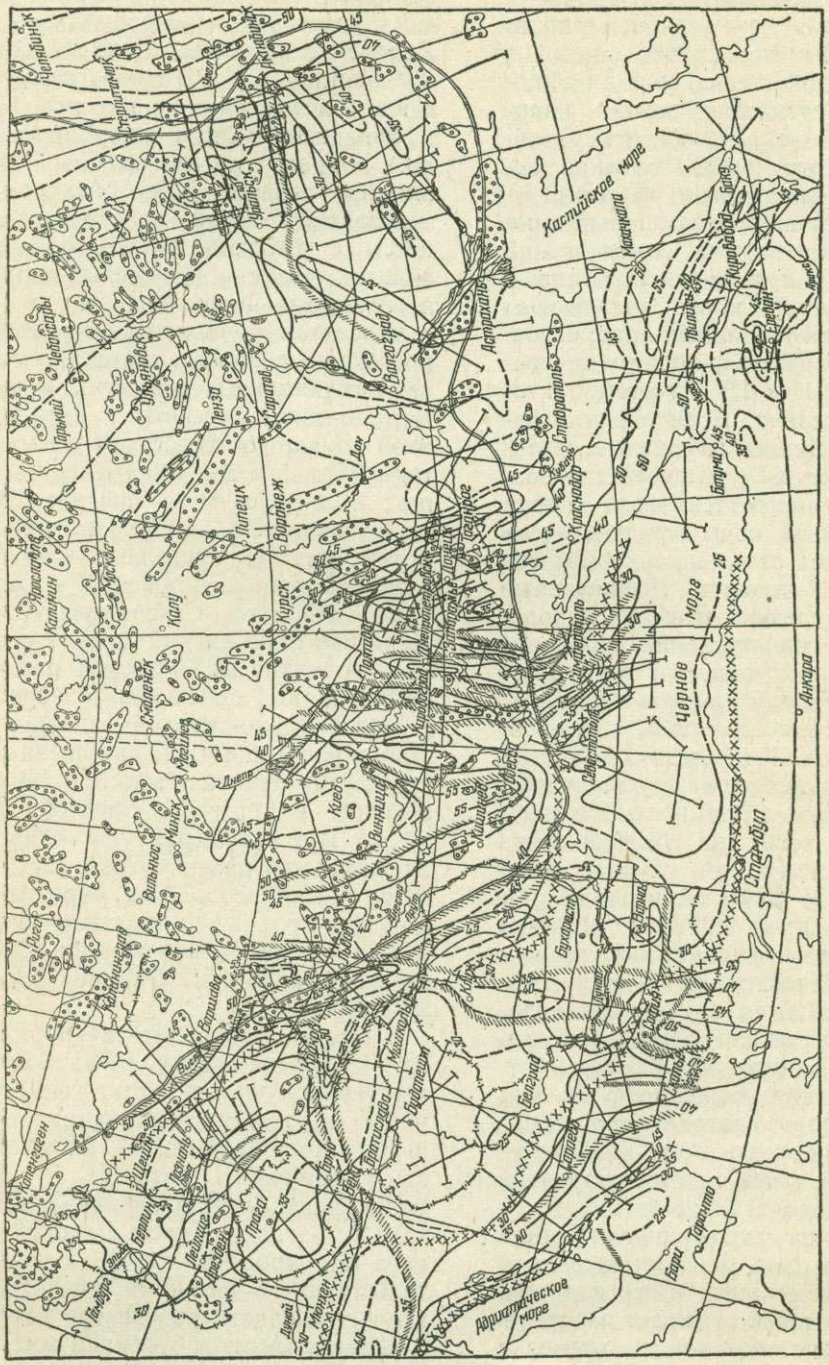
Для систематизации этих данных и получения количественных соотношений между величиной теплового потока и мощностью земной коры определены средние значения указанных параметров. Осреднения велись по квадратам географической сети (1° × 1°) с учетом тектонической обстановки. Если в рамки одного квадрата попадали разные тектонические структуры с существенно различными значениями теплового потока и толщины земной коры, средние значения вычислялись отдельно для каждого тектонического элемента. Вычисленные таким образом средние значения использовались при сопоставлении величины теплового потока с толщиной земной коры (рис. 94). Результаты сопоставления показали, что на территории юга европейской части СССР и соседних областей нет единой зависимости между величиной теплового потока и мощностью земной коры. Разброс точек на графике очень большой. Например, при глубине залегания раздела М 40 км тепловые потоки изменяются от 30 до 90 МВт/м². Однако при условии классификации полученных данных с учетом тектоники и истории геологического развития района всю совокупность точек можно разбить на несколько групп, в каждой из которых отмечается обратная зависимость между величиной теплового потока и мощностью коры. Можно выделить, по крайней мере, четыре группы точек, соответствующих структурам разного возраста.

Первая группа характеризует связь тепловых потоков с мощностью земной коры Украинского щита и его склонов. Вторая группа точек отражает распределение тепловых потоков в пределах древней Восточно-Европейской платформы без Украинского щита.

Третья группа характеризует зависимость тепловых потоков от положения границы М под структурами преимущественно палеозойского возраста. К этой же группе относятся потоки некоторых структур древней Восточно-Европейской платформы, образовавшихся в чехольную стадию ее формирования, особенно в окраинных зонах (Прикаспийская впадина, частично Преддобруджинский и Львовский прогибы, Доно-Медведицкие дислокации и др.). В ту же группу попадают кристаллические массивы Южных и Западных Карпат (Мармарошский и др.). На развитие этих массивов большое влияние оказали палеозойские и даже мезозойские тектоно-магматические процессы, с которыми связано образование складок, флексур, разрывных нарушений и гранитных интрузий.

Четвертая группа точек отражает распределение тепловых потоков в молодых геосинклинальных областях и в зонах тектоно-магматической активизации. Этой группе соответствуют тепловые потоки в складчатых зонах Кавказа и Карпат, в Закарпатском прогибе, Венгерской впадине, а также на некоторых структурах за пределами альпийского геосинклинального пояса. К этим структурам относятся Ставропольский свод, Каневско-Березанский вал, Тарханкутское поднятие на Скифской плите, дислоцированные зоны в юго-западной части Преддобруджинского и западной части Львовского прогибов, нарушенные зоны в пределах Чешского массива и эпипалеозойской платформы Средней Европы и др. Все эти структуры подверглись значительной переработке в позднем мезозое и в кайнозое. Так, бурением установлены продукты магматизма в триасовых и юрских образованиях Каневско-Березанской зоны и Тарханкутского полуострова [1, 2].

В геологической литературе появляется все больше данных об активизации в киммерийскую эпоху тектогенеза Северной Добруджи и прилегающих к ней с северо-востока территорий, включая склоны Украинского щита [5]. В юре или мелу существенную активизацию испытала юго-западная часть Львовского прогиба (Немировский блок), о чем свидетельствуют, в частности, развитые здесь крутые складки, разрывные нарушения и подтвержденные бурением надвиги более древних пород на юрские отложения. Поэтому некоторые исследователи [3, 4] выделяют эту зону из состава Восточно-Европейской платформы и относят к более молодым структурам.


Каспийское море
Черное море
Средиземное море
Адриатическое море
Архангельск
Горький
Чебоксары
Ульяновск
Пенза
Саратов
Волгоград
Астрахань
Калинин
Смоленск
Курск
Воронеж
Липецк
Ставрополь
Краснодар
Сочи
Батуми
Ереван
Баку
Ленкорань
Минск
Брест
Гродно
Вильнюс
Каунас
Клайпеда
Киев
Винница
Одесса
Измаил
Севастополь
Симферополь
Феодосия
Анкара
Стамбул
Бухарест
Белград
Скопье
Салоники
Бари
Таранто
Триест
Венеция
Милан
Турин
Марсель
Ницца
Генуя
Ливорно
Неаполь
Палермо
Мальта
Тунис
Алжир
Оран
Гибралтар
Лиссабон
Порто
Мадрид
Барселона
Валенсия
Малага
Севилья
Кадис
Касабланка
Рабат
Фес
Марракеш
Агадир
Танжер
Мелилья
Алжир
Константина
Бискра
Тебесса
Сфакс
Габес
Триполи
Бенгази
Александрия
Каир
Порт-Саид
Суэц
Хургада
Асуан
Вади-Халфа
Хартум
Эль-Обейд
Эль-Фашер
Эль-Генина
Нджамена
Кано
Сокото
Зиндер
Агадес
Таманрассет
Эль-Голеа
Адрар
Тиндуф
Бешар
Эль-Голеа
Гардая
Уаргла
Тебесса
Бискра
Константина
Алжир
Оран
Мелилья
Танжер
Рабат
Фес
Марракеш
Агадир
Касабланка
Порто
Лиссабон
Мадрид
Барселона
Валенсия
Малага
Севилья
Кадис
Гибралтар
Ливорно
Неаполь
Палермо
Мальта
Тунис

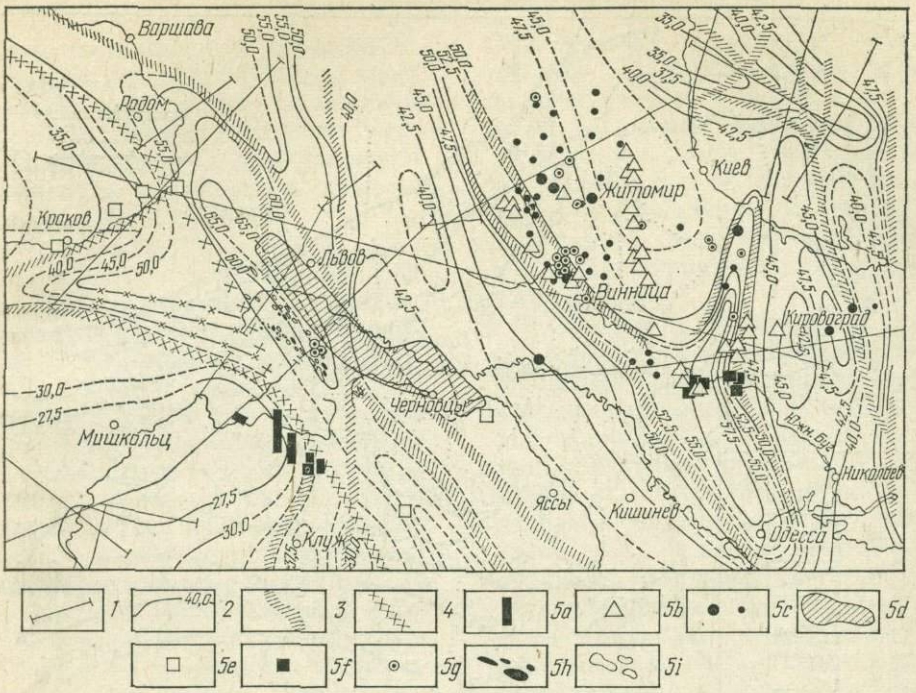


Рис. 95. Сопоставление схемы поверхности М с размещением отдельных месторождений полезных ископаемых:

1 — профили ГСЗ; *2* — изогипсы по поверхности М; *3* — глубинные разломы; *4* — линеамент, разделяющий мегаблоки с «толстой» и «тонкой» корой; — *5a* повышенная концентрация золота и серебра; *5b*; — графита; *5c* — минерализованной воды с повышенным содержанием CO_2; *5d* — минерализованной воды с повышенным содержанием N_2S; *5e* — месторождения серы; *5f* — месторождение хрома; *5g* — месторождения молибдена; *5h* — месторождения нефти; *5i* — месторождения газа.

Во многих отдельно взятых тектонических зонах тепловые потоки изменяются в широких пределах. Нередки случаи, когда в таких зонах наблюдается прямая зависимость между величиной теплового потока и глубиной залегания раздела М. Примером может служить Предкарпатский прогиб, если рассматривать его вдоль простирания. Такие структуры подтверждают не общую закономерность — *они образовались на разновозрастных блоках*, распределение тепловых потоков в которых соответствует возрасту фундамента.

В установленную закономерность не укладываются тепловые потоки, зарегистрированные *в глубоководной впадине* Черного моря. Однако и эта область не уникальна. Тепловые потоки в подобных впадинах сильно искажены в результате отложения осадков. При быстром осадконакоплении тепловые потоки могут быть занижены в 1,5—2 раза.

Таким образом, совместный анализ данных по тепловым потокам и глубинам залегания раздела М показывает, что в пределах одновозрастных структур тепловые потоки уменьшаются при погружении основания коры. Максимальные значения тепловых потоков, связанные с переменной мощностью земной коры, наблюдаются в зонах молодой активизации, складкообразования и вулканизма. В древних структурах колебания мощности земной коры меньше влияют на величину теплового потока.

Существенные вариации тепловых потоков *в одновозрастных группах* структур связаны со многими причинами и, в первую очередь, с неравномерным распределением радиоактивных элементов в земной коре, непостоянными условиями теплопереноса, возможными различиями *в возрасте структур, развитие которых*, как известно, происходит в течение длительного времени, и другими факторами.

Зависимость величины теплового потока от положения раздела М свидетельствует о большой роли верхней мантии в формировании теплового поля земной коры. Даже в стабильных районах тепловой поток из мантии не постоянен и, по-видимому, составляет около половины наблюдаемой величины. В активных об-

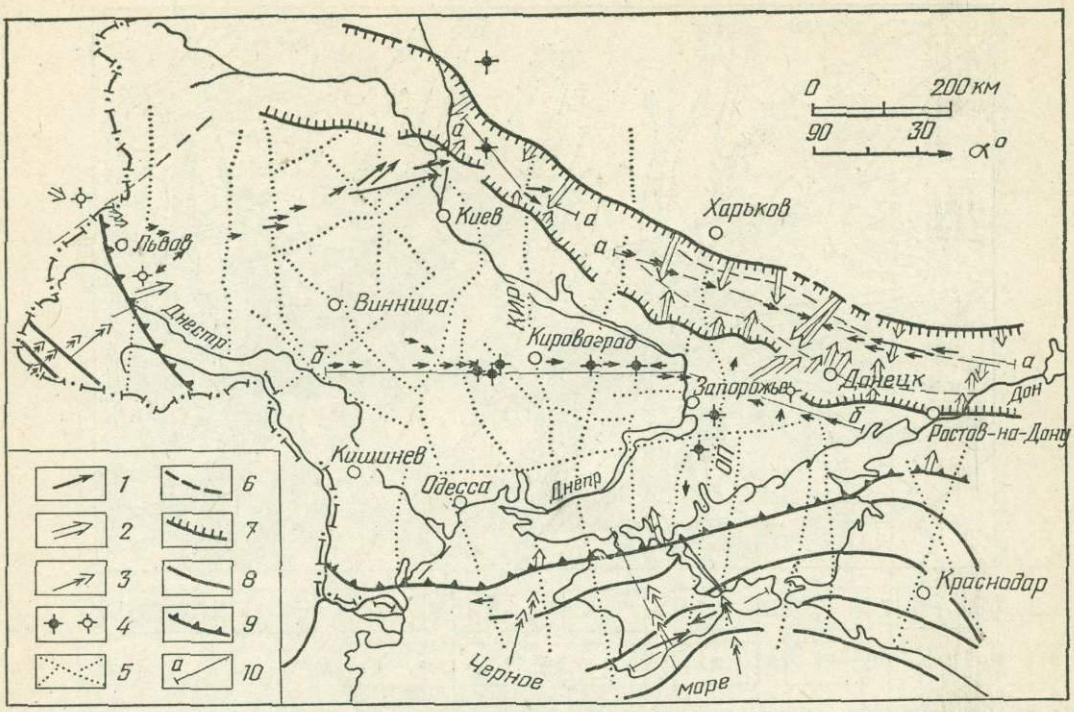


Рис. 96. Схема элементов залегания основных разломов юга европейской части СССР:

1—3 — падение разломов, активно проявлявших себя в протогее, до рифея (*1*), в байкальском и герцинском этапах (*2*) и в альпийском этапе (*3*) (длина стрелок обратно пропорциональна углу падения разломов, см. масштабную стрелку); *4* — вертикальное падение разломов; *5* — разломы, активные в протогее (*5*), рифее (*6*), палеозое (*7*) и в мезо-кайнозое (*8*); *9* — граница Восточно-Европейской платформы; *10* — профили ГСЗ, графики вдоль которых приведены на рис. 97 $К_{ир}$, $К_р$ и ОП — разломы Кировоградский, Криворожский и Орехово-Павлоградский.

ластях мантийная составляющая увеличивается в несколько раз.

Результаты сопоставления интенсивных магнитных аномалий с мощностью земной коры (рис. 94). Изотерма Кюри, *ниже которой отсутствуют магнитоактивные* породы, проходит на континентах вблизи основания коры.

Наблюдаемые интенсивные магнитные аномалии обусловливаются, как правило, намагниченными телами, залегающими в верхней части земной коры в интервале глубин от нуля до 8—10 км. Поэтому нет прямой непосредственной корреляции между структурой раздела М и локальными магнитными аномалиями.

Однако между этими аномалиями и глубинами до раздела М обнаруживаются косвенные связи. Так, наиболее интенсивные магнитные аномалии Украинского щита вызваны, как известно, железистыми кварцитами раннепротерозойского возраста. Кварциты приурочены к древним геосинклинальным областям, существовавшим 1,8—2,0 млрд. лет назад и превратившимся в заключительную стадию развития в сложнопостроенные горные сооружения. Под ними, согласно общей закономерности, должны были образоваться утолщенные зоны земной коры («корни» гор). Сейсмическими исследованиями на Украинском щите такие *утолщения установлены, под ними* раздел М располагается на 10—20 км глубже, чем под соседними протоплатформенными *и срединными массивами. Таким* образом, устанавливается связь между локальными магнитными аномалиями, обусловленными приповерхностными объектами, и глубинными утолщениями земной коры — «корнями» древних гор.

На рис. 94 представлена схема изоглубин границы М и контуров интенсивных магнитных аномалий. Как видим, известные магнитные аномалии Украинского щита и Воронежского массива (Криворожско-Кременчугская, Одесская, Курская и др.) совпадают с зонами утолщенной коры как по простиранию, так и по местоположению. Не все утолщения, однако, сопровождаются магнитными аномалиями. В таких местах магнитоактивные породы, очевидно, уничтожены глубоким эрозионным срезом. Проверить

справедливость намеченной коррелятивной связи между толщиной земной коры и локальными магнитными аномалиями в центральных районах Восточно-Европейской платформы не представляется возможным из-за отсутствия там необходимых данных ГСЗ.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ РАЗДЕЛА М С РАЗМЕЩЕНИЕМ ОТДЕЛЬНЫХ ВИДОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Многими исследователями установлено, что месторождения полезных ископаемых в большинстве случаев пространственно и генетически связаны с зонами глубинных разломов [1]. По литературным источникам нами составлена схема (рис. 95) расположения различных по генезису месторождений полезных ископаемых, которая сопоставлена со структурной картой по поверхности М Западной Украины. Из этих материалов видно, что нефтяные месторождения Предкарпатского прогиба развиты только в его наиболее глубокой северо-западной части. На юго-востоке прогиба их нет. Восточный контур зоны развития нефтяных месторождений совпадает с пересекающим Предкарпатский прогиб древним субмеридиональным Львовско-Карпатским утолщением земной коры и проходящими по его краям глубинными разломами. Можно предположить, что древняя погребенная структура коры, проявив себя в строении молодого прогиба, повлияла тем самым и на особенности размещения в нем нефтяных месторождений.

Газовые залежи внешней зоны Предкарпатского прогиба тяготеют к разломам северо-западного простирания, протягивающимся вдоль края древней Восточно-Европейской платформы.

Месторождения серы юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы приурочены к ее краевому глубинному разлому. Они, однако, располагаются северо-восточнее его выхода в приповерхностную часть коры. По-видимому, это связано с северо-восточным падением плоскости нарушения.

Источники обогащенных H_2S подземных вод на участке Немиров — Черновцы также, очевидно, связаны с этим разломом.

В Трансильванской впадине встречены проявления золота и серебра. Они тяготеют к древнему глубинному разлому, ограничивающему Львовско-Карпатскую зону с запада и, по всей видимости, связаны с его регенерацией при последующих более молодых подвижках. Разлом как бы отсекает район развития месторождений Au, Ag от зоны с повышенной мощностью земной коры. К последней приурочены проявления молибдена.

С Одесско-Ядловской зоной утолщенной коры Украинского щита связаны месторождения графита, молибдена, хрома, а также подземные воды с повышенным содержанием CO_2. К южной части этой зоны приурочены интенсивные магнитные аномалии, обусловленные железистыми породами (кварцитами и др.) криворожского типа. Севернее Ульяновки они исчезают. Различные части Одесско-Ядловской зоны имеют, очевидно, разный эрозионный срез, обусловленный неодинаковым гипсометрическим положением разделенных широтными разломами блоков. Один из таких разломов проходит несколько южнее Голованевска.

В пределах Украинского щита некоторые месторождения полезных ископаемых приурочены не к «выходу» глубинных наклонных разломов на дневную поверхность, а расположены вблизи последнего, на участке погружения самого

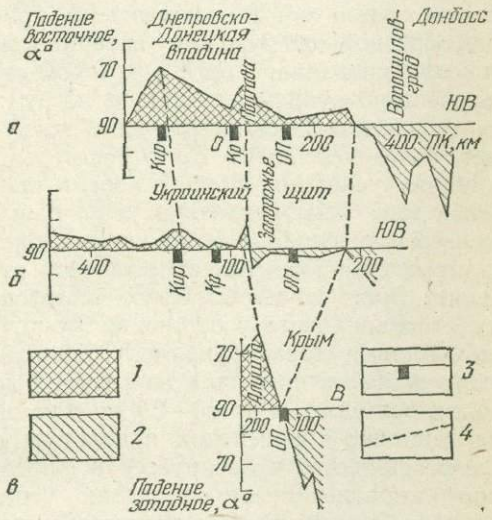


Рис. 97. Графики изменения направления и углов падения разломов (α) вдоль широтных профилей ГСЗ:

а — Чернигов — Полтава — Элиста; *б* — Могилев-Подольский — Таганрог (VIII международный профиль); *в* — Севастополь — Керчь. *1* — восточные падения; *2* — западные падения; *3* — глубинные разломы (условные обозначения те же, что на рис. 96); *4* — корреляция между профилями.

разлома. Создается такое впечатление, что происходит вертикальная миграция тех или иных компонентов с различных глубин наклонного разлома.

Намечается определенная закономерность: к зонам с утолщенной корой и ограничивающим их разломам в пределах рассматриваемой территории приурочены многие перспективные на полезные ископаемые участки.

РАЗЛОМЫ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ

Земная кора Центральной и Восточной Европы рассечена многочисленными разрывами различного типа и значения, от линеаментов планетарного характера до отдельных элементарных нарушений. Глубинным разломам свойственна большая протяженность, многофазность и продолжительность развития. Они определяют тектоническое районирование территории и находят четкое проявление в данных ГСЗ и геофизических полях.

Очень выразителен тектонический шов, ограничивающий Восточно-Европейскую платформу. На западе он представлен широкой (до 100 км) зоной деформаций, приуроченной к известной линии Тейсейра — Торнквиста. Эта зона отделяет древнюю платформу от молодой эпипалеозойской Западно-Европейской платформы. Вдоль зоны протягивается грабенообразное погружение поверхности консолидированной коры, в котором гетерогенный фундамент опущен на глубину 5—7 км. Здесь же раздел М погружен более чем на 10 км относительно соседних участков. Земная кора в пределах этой зоны характеризуется повышенной расслоенностью. На юго-востоке, за пределами Польши, краевой шов отделяет Восточно-Европейскую платформу от альпийского сооружения Восточных Карпат. Здесь фундамент байкальского возраста погружен на глубину до 15 км, раздел М — до 50—65 км. Граница Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты трассируется в широтном направлении от Молдавии через Одесско-Сивашский (Каркинитский) прогиб, Северо-Азовские грабены в Западное Предкавказье. К югу от древней платформы глубина залегания дорифейского фундамента возрастает по этому шву более чем в два раза, а слагающие его кристаллические породы перекрыты байкальско-киммерийскими складчато-метаморфизованными комплексами гетерогенного основания Скифской плиты. В западной части рассматриваемого широтного шва (северо-западный шельф Черного моря) раздел М к югу от Восточно-Европейской платформы приподнят, а в центральной и восточной (Азовское море, Предкавказье) — опущен. В Предуралье граница платформы проводится по глубинному разлому, отделяющему Предуральский передовой прогиб от складчатого сооружения Урала. Мощность консолидированной коры меняется здесь почти в два раза: под прогибом она составляет 26—28 км, под Уралом — 45—50 км. На северо-востоке граничный разлом древней платформы протягивается вдоль Тиманского кряжа и побережья Кольского полуострова.

Глубинные разломы типа краевых швов разделяют молодые платформы и складчатые сооружения. Так, Одерский разлом проходит в Польше между Польско-Германской синеклизой, являющейся частью Западно-Европейской платформы, и герцинидами, обнаженными на юго-западе. В зоне этого разлома мощность земной коры изменяется от 30 км под Предсудетской моноклиналью до 37 км под синеклизой. Юго-западный край Скифской плиты приурочен к глубинному разлому Печеняга — Камена, разделяющему участки герцинской и байкальской консолидации, последние тяготеют к Мизийской плите. На юге граница Скифской плиты проходит по системе субширотных разломов, погребенных под Индоло-Кубанским, Восточно-Кубанским и Терско-Каспийским прогибами. Севернее этой границы мощность коры составляет 40—45 км, южнее — 50—55 км.

Глубинные разломы отделяют палеозойские складчатые сооружения Центральной Европы от альпийских горных систем Альп и Западных Карпат. Герцинский складчатый комплекс Чешского массива ступенеобразно погружается на юг до глубин 3—4 км, образуя внешнее крыло Предкарпатского передового прогиба. Оно перекрыто сложной системой карпатских надвигов. Мощность земной коры изменяется здесь от 32 км под прогибом до 40 км под Западными Карпатами.

Внутри альпийского геосинклинального пояса Центральной и Юго-Восточной Европы глубинные разломы разграничивают складчатые системы и срединные

массивы. Так, Перипьенинский линеамент отделяет Карпаты с мощностью коры 50—55 км от Паннонского массива и Трансильванской впадины, где раздел М находится на глубине 25—35 км. Ялтинский и Южно-Кавказский разломы проходят между Горным Крымом и Большим Кавказом, расположенными севернее этих нарушений, и Черноморской впадиной с погребенным и переработанным срединным массивом, находящейся южнее. Мощность коры к северу от указанных разломов 50—55 км, под Черным морем — 20—30 км. Амплитуда изменения отметок раздела М по глубинным разрывам, отделяющим северную ветвь альпийских складчатых сооружений от погребенных срединных массивов, достигает местами 20—25 км. Аналогичная картина наблюдается по южным краям этих срединных массивов. Перепад глубин до раздела М по разломам, ограничивающим вовлеченные в поднятия срединные массивы, гораздо меньше и не превышает 5—7 км.

Большое значение в тектоническом расчленении отдельных регионов имеют межглыбовые разрывы. Они ограничивают авлакогены, антеклизы и синеклизы, складчатые системы, отдельные крупные блоки и т. д. В осадочном чехле они, как правило, проявляются деформациями, резким изменением мощностей и литофаций отложений и т. д.

Данные о глубинном строении земной коры, полученные в Центральной и Юго-Восточной Европе, неоценимы для изучения структурных особенностей и динамики развития глубоких «корневых» частей разломов. Нет сомнения в том, что кора разбита трещинами на блоки, глыбы, пластины, плиты и т. п. Однако, какие разрывы, вертикальные или латеральные, доминируют, являются определяющими, в каких зонах литосферы и в силу каких причин возникают и как (при негоризонтальных смесителях), сверху вниз или, наоборот, из глубины к поверхности, развиваются, еще недостаточно ясно.

При определении глубинности разломов обычно руководствуются данными о петрографическом составе пород, выведенных в зону разлома магматическим или тектоническим путем, сведениями о размещении очагов землетрясений, из которых особое внимание привлекают глубокофокусные, представлениями о взаимосвязи протяженности разрывов с глубиной их проникновения в литосферу, а также другими косвенными признаками и общими соображениями и лишь в малой мере, из-за недостатка материала — данными ГСЗ. На основе этой информации определились различные трактовки глубинности, места, причин проявления и динамики развития разломов.

Увязка петрографического состава пород, развитых в зонах разрывов, с трехслойной петролого-геофизической моделью земной коры (осадки + «гранит» + «базальт»), подстилаемой ультраосновной мантией, привела к разделению разломов по глубине проникновения на три главные группы: гипоглубинные (до мантии), мезоглубинные (до «базальта») и эпиглубинные (до «гранита») [41, 42], или, в другой терминологии, фемические (перидотитового уровня), симатические (базальтового уровня) и сиалические (гранитного уровня) [49 и др.]. Отмечалось [41, 42], что глубинные разломы всегда выражены на поверхности, проникают в земную кору только до определенных глубинных уровней и лишь некоторые из них достигают мантии, где затухают. Согласно работе [27], магматические очаги в мантии образуются в результате снятия давления в зонах приходящих сверху «сквозных» разломов. Этой причиной объясняется [59] появление базальтовых расплавов в волноводе Гутенберга (астеносфере).

Геофизики и некоторые петрологи высказывают иную точку зрения, согласно которой глубинные разломы возникают в мантии, «...зарождаясь в краевых частях зон сжатия или расширения подкорового вещества на глубинах, измеряемых сотнями километров, процесс, формирующий глубинные разломы, развивается вверх, приводя в конечном итоге к разрывам земной коры»... [39, с. 129]. Активные физико-химические процессы в мантии геосинклиналей ведут к дроблению коры, к образованию в ней глубинных разломов [24].

В определенной степени «компромиссными» являются представления [47], в соответствии с которыми наиболее благоприятные условия для возникновения разрывов существуют в консолидированной коре. Отсюда разломы могут проникать как в осадочный слой, так и в верхнюю мантию. В первом случае разломы «растут» снизу вверх, во втором — сверху вниз. Наряду с этим выделяются сверхглубинные (зарождающиеся на

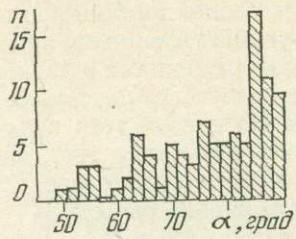


Рис. 98. Гистограмма углов падения разлома юга европейской части СССР.

глубинах 400—700 км в слое Д мантии), подастеносферные и астеносферные разломы, которые могут проникать в литосферу снизу.

Имеется большое число работ, содержащих противоречивые и порой взаимоисключающие суждения о месте и причинах возникновения разрывов и их развитии.

Данные ГСЗ позволяют проанализировать состояние этих вопросов. Из рассмотрения рис. 97, составленного по 24 профилям ГСЗ общей протяженностью 8300 км, следует, что на юге европейской части СССР разломы образуют в целом несогласные друг с другом разновозрастные системы, в пределах которых направления падения разрывов закономерны [58]. Так, дорифейские разломы субмеридиональной ориентировки на западе территории имеют восточные, а на востоке западные падения. Область разграничения и перемены направления падения приурочена к раннепротерозойской геосинклинальной системе Большого Кривого Рога и прилегающим к ней участкам Украинского щита. Подобная щиту смена направления падения разломов наблюдается и в центральном грабене Днепровско-Донецкого авлакогена — соответствующие графики по существу повторяют друг друга (рис. 97, *а*, *б*). Это, в частности, подтверждает наличие под авлакогеном древнего дорифейского субстрата, аналогичного Украинскому щиту (конечно, переработанного и видоизмененного), дорифейскую датировку заложения основных поперечных разрывов авлакогена и правомерность соединения под ним раннепротерозойских структур Украинского щита и Воронежского массива [37]. Данные ГСЗ по Горному Крыму соответствуют намеченной закономерности (рис. 97, *в*).

Байкальские и герцинские диагональные разрывы Днепровско-Донецкого авлакогена падают навстречу друг другу, образуя типичную систему краевых сбросов области растяжения. На север (Причерноморье) и северо-восток (Предкарпатье) падают разломы шва, разграничивающего древнюю Восточно-Европейскую платформу и Средиземноморский складчатый пояс. В тех же направлениях ориентированы глубинные альпийские разрывы Карпат, Крыма, Большого Кавказа и северной периферии Черноморской впадины. Для разрывов неогея юга европейской части СССР характерна северная и северо-восточная направленность падений. В пределах Западной Украины совпадают направления падения разломов всех возрастов (рис. 96). По-видимому, это связано с тем, что здесь разломы неогея широко использовали в своем развитии структурные особенности ранее существовавших нарушений.

Статистический анализ углов падения разломов всей рассматриваемой территории показывает, что большинство из них наклонено, хотя и весьма круто, строго вертикальные разрывы сравнительно редки (рис. 98). Не исключено, что пологих разломов больше, чем показано на рисунке (возможности метода ГСЗ в обнаружении подобных нарушений ослабевают по мере увеличения наклона сместителя). Анализ гистограмм углов падения разломов разного времени проявления (рис. 99) обнаруживает закономерное уменьшение средних значений этих углов, наименьших у альпийских разрывов Средиземноморского складча-

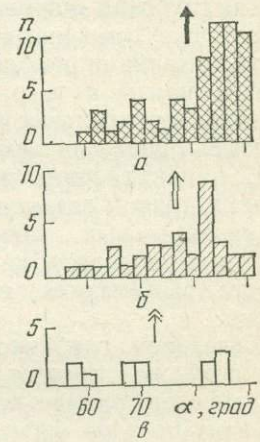


Рис. 99. Гистограммы углов падения разломов разного времени проявления — дорифейских (*а*), байкальских и герцинских (*б*) и альпийских (*в*): $а — \alpha_{ср} = 79{,}5°$; $б — 76{,}5°$; $в — \alpha_{ср} = 72{,}5°$

того пояса. Это указывает на общее возрастание в ходе геологической истории горизонтальной компоненты движений по разломам.

Наряду с преобладанием наклонных разломов для строения земной коры характерна глубинная асимметрия геологических структур [57]. Ярко выраженная глубинная асимметрия была обнаружена около десяти лет назад под горными сооружениями Карпат, Динарид и Крыма [35, 36 и др.]. Дальнейшие исследования показали, что это явление не аномально, а свойственно практически всем изученным структурам. Оно лишь не всегда очевидно и подчас для наиболее «правильно» построенных структур обнаруживается лишь после получения достаточно большого фактического материала.

До настоящего времени не было известно, что глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена асимметрична. Между тем это так. Из рассмотрения рис. 100, основанного на девяти разрезах ГСЗ, поперечных к авлакогену, следует, что южный краевой разлом палеозойского грабена закономерно и существенно круче северного. Гипсометрическое положение фундамента в зонах краевых разломов различно, при этом на юге он располагается выше, чем на севере. Глубина до фундамента в северной краевой части палеозойского грабена на всех разрезах ГСЗ, кроме одного, больше, чем в южной (рис. 101). Большая прогнутость фундамента северной части грабена относительно южной хорошо согласуется с особенностями размещения в нем разновозрастных осадочных комплексов. Общая мощность консолидированной части земной коры к северу от грабена меньше, чем к югу от него. Такие же соотношения наблюдаются и внутри грабена между его северной и южной краевыми частями (рис. 101). Отмеченные элементы проявления глубинной асимметрии суммированы на схематизированном рис. 102, представляющем собой обобщенную «среднестатистическую» модель земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена.

В целом установлено, что чем сильнее выражена глубинная асимметрия геологических структур, тем больше в приповерхностных зонах коры проявляются моновергентность структурных форм, латеральное перемещение горных масс, их шарьирование и т. д.

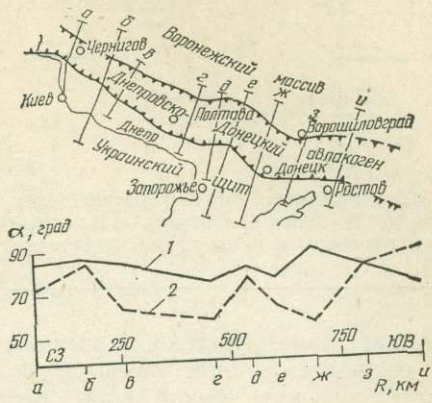


Рис. 100. Углы падения (α) краевых разломов Днепровско-Донецкого авлакогена на поперечных к нему разрезах ГСЗ:

1 — южный разлом; *2* — северный. *Разрезы ГСЗ: а* — Киев — Гомель; *б* — Яготин — Батурин; *в* — Пирятин — Талалаевка; *г* — Царичанка — Богодухов; *д* — Синельниково — Чугуев; *е* — Шевченково — Близнецы; *ж* — Ногайск — Константиновка — Сватово; *з* — Новоазовск — Титовка; *и* — Батайск — Милютинская

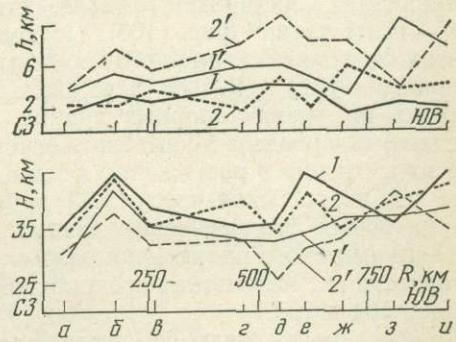


Рис. 101. Глубины до фундамента (*h*) и мощность консолидированной части земной коры (*H*) по разные стороны краевых разломов Днепровско-Донецкого авлакогена:

1 и *1′* — южного (соответственно на борту и в грабене); *2* и *2′* — северного. Разрезы ГСЗ те же, что на рис. 100.

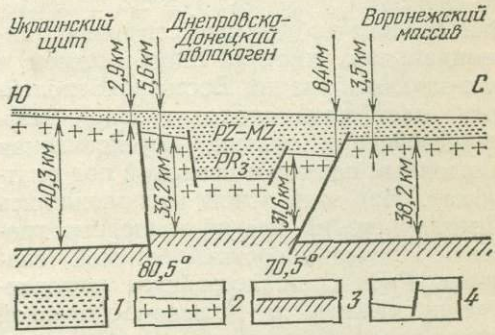


Рис. 102. Обобщенная модель земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена:

1 — осадочный слой; *2* — поверхность фундамента; *3* — раздел М; *4* — краевые разломы. Разрезы ГСЗ те же, что на рис. 100.

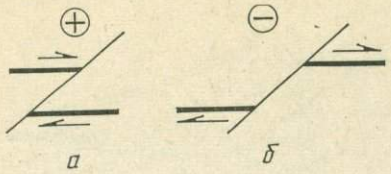


Рис. 103. Сближение (*а*) или расхождение (*б*) блоков по латерали при вертикальных подвижках по разломам с наклонным сместителем.

Вертикальные перемещения по наклонным разрывам, какими является большинство разломов земной коры, непременно сопровождаются горизонтальными смещениями, перпендикулярными к простиранию нарушений. При этом в случае падения сместителя под приподнятое крыло разлома происходит перекрытие разделенных нарушением блоков, при падении смесителя под опущенное крыло — их раздвигание. Первый случай соответствует обстановке сжатия, второй — растяжения (рис. 103). Исходя из этих соображений, по многочисленным материалам ГСЗ и КМПВ была сделана попытка на уровне опорных границ — фундамента и раздела М, выделить основные зоны сжатия и растяжения в земной коре юга европейской части СССР и затем на основе геологических данных о времени активного проявления разрывов датировать их. Результаты представлены на рис. 104 и 105.

По фундаменту рельефно выделяется несколько зон сжатия и растяжения. Днепровско-Донецкий авлакоген, включая складчатый Донбасс, представляет собой область рифейско-палеозойского растяжения, обрамленную нормальными краевыми сбросами. Внутри авлакогена по фундаменту не обнаружено проявлений сколько-нибудь существенного тангенциального сжатия. Вдоль южной и юго-западной границ Восточно-Европейской платформы проходит зона мезокайнозойского сжатия, обусловленная наклонным падением разломов под платформу. Над этой зоной расположились Предкарпатский прогиб и шовные грабены Причерноморско-Кубанской впадины. Рифейско-палеозойское растяжение проявилось на Волыно-Подольской плите, мезо-кайнозойское — на южном склоне Украинского щита. Обстановка сжатия характерна для Карпат, Горного Крыма и Кавказа, растяжения — для Закарпатского прогиба, Скифской плиты, Индоло-Кубанского прогиба и Черноморской впадины.

По разделу М Днепровско-Донецкий авлакоген разделяется на два сегмента: северо-западный, соответствующий Днепровскому грабену, под которым в отличие от фундамента наблюдается сжатие, и юго-восточный, Донецкий, где, как и по фундаменту, преобладает растяжение. Сочетание растяжения в верхах и сжатия в низах консолидированной коры под Днепровским грабеном, по-видимому, удовлетворительно может быть объяснено ее общим утонением с образованием «шейки» растяжения [50], вверху которой происходило обрушение коры, а снизу под действием напора глубинных масс — подъем мантийного материала. Под Донецким сегментом первоначально обстановка, надо полагать, была аналогичной. Последующие изменения произошли позднее, когда в конце палеозоя здесь началось формирование зачаточного «корня» гор [50]. Причины и механизм этих изменений недостаточно ясны, очевидно лишь, что они связаны с действием какого-то глубинного внутримантийного источника, находившегося на неизученных пока глубинах. Общая обстановка преобладающего растяжения консолидированной коры, сложившаяся под Донбассом к концу палеозоя, каким-то образом сочеталась с образованием складчатости в его осадочной толще.

Под Украинским щитом, в районе Коростенского плутона и Подольского блока, по разделу М отмечаются зоны древнего дорифейского растяжения. Весь Кировоградский блок характеризуется обстановкой сжатия. По аналогии с северо-западным сегментом Днепровско-Донецкого авлакогена можно предположить, что в верхней части консолидированной коры в конце протогея здесь, над областью сжатия по разделу М, существовали субмеридиональные структуры растяжения, обусловившего повышенную проницаемость коры. С этим, возможно, связано образование характерных для Кировоградщины и Криворожья рудных ассоциаций.

В зоне Средиземноморского складчатого пояса данных о сжатии и растяжении по разделу М пока недостаточно для выявления каких-либо закономерностей, можно говорить только о сложных сочетаниях и мозаичной картине. Лишь на участке сочленения Восточно-Европейской платформы с Карпатами и, возмож-

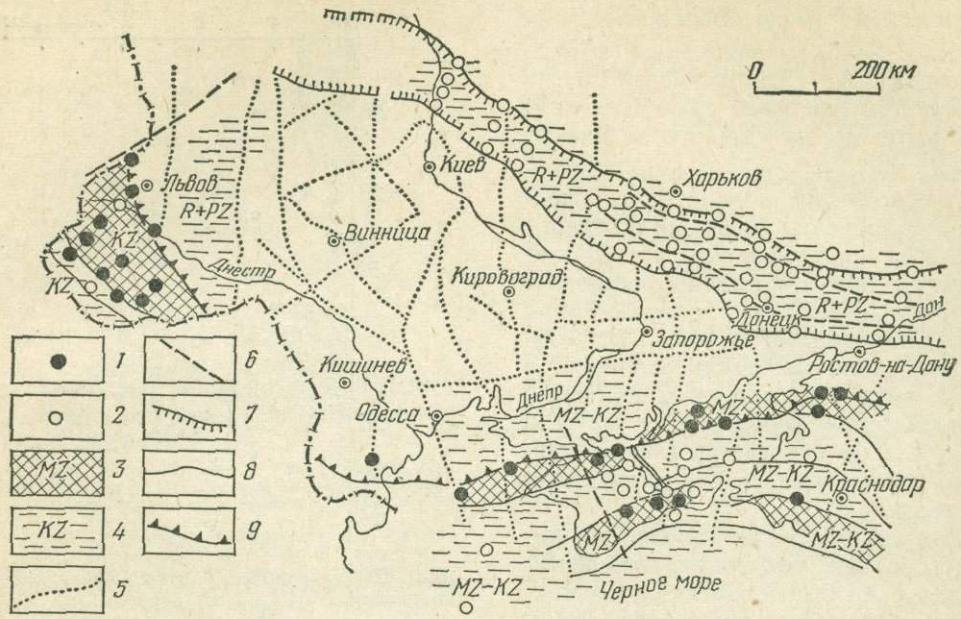


Рис. 104. Реконструкция зон сжатия и растяжения в верхней части консолидированной коры юга европейской части СССР (фундамент).

Точки пересечения разломов профилями ГСЗ и КМПВ, в которых определено:

1 — сжатие; *2* — растяжение. *Обобщенные зоны с датировкой времени: 3* — сжатие, *4* — растяжения. *Разломы, активно проявлявшие себя: 5* — в протогее, *6* — в рифее, *7* — в палеозое, *8* — в мезо-кайнозое; *9* — граница Восточно-Европейской платформы.

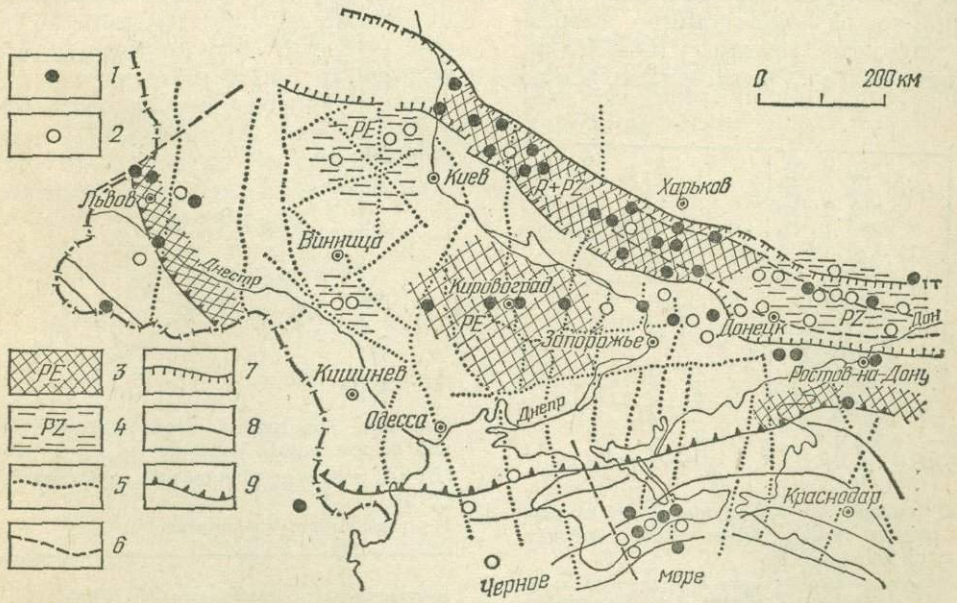


Рис. 105. Реконструкция зон сжатия и растяжения в основании земной коры юга европейской части СССР (раздел М). Условные обозначения те же, что на рис. 104.

но, со Скифской плитой в Предкавказье намечаются зоны общего сжатия.

Статистический подсчет количества разломов сжатия и растяжения и суммарных амплитуд тангенциальных смещений по ним в целом для фундамента и раздела М показал, что растяжение земной коры Украины в общем было существенно большим, чем сжатие.

Для количественного изучения разрывной деформации на разрезах ГСЗ использовано понятие [56] показателя

тектонической раздробленности $N = K(\overline{A}_{вер} + \overline{A}_{гор})$ и входящих в него параметров: K — коэффициента нарушенности той или иной границы (количество разломов на единицу ее длины) [111]; $\overline{A}_{вер}$ и $\overline{A}_{гор}$ — средних амплитуд соответственно вертикальной и горизонтальной компоненты смещений по разрывам. Общая протяженность исследованных таким образом границ составила: фундамента — 5370 км, раздела М — 7100 км. Как следует из рис. 106, коэффициент K, или плотность разломов, в верхней части консолидированной коры рассматриваемой территории в 1,7 раза больше, чем в ее основании, т. е. в фундаменте больше разрывных нарушений, чем в разделе М.

Амплитуды разломов, наоборот, в низах коры больше, чем в ее верхней части. В пределах последней вертикальные смещения $A_{вер}$ по разрывам не превышают 5—6 км (рис. 107). При этом в диапазоне глубин 0—25 км наблюдается некоторое снижение значений. Картина резко меняется в низах коры, при переходе к мантии амплитуды вертикальных перемещений по разломам быстро возрастают, достигая местами 15—17 км. В среднем они в 2,7 раза больше, чем по

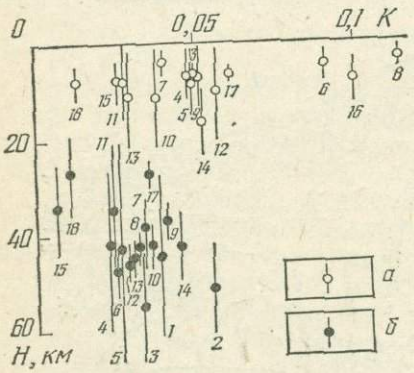


Рис. 106. Зависимость коэффициента K от глубины залегания границ (H) в земной коре юга европейской части СССР:

а — для поверхности фундамента; *б* — для раздела М. Разрезы ГСЗ (цифры на графике): *1* — Могилев-Подольский — Таганрог; *2* — Винница — Голованевск; *3* — Хмельницкий — Рава-Русская (VIII международный профиль); *4* — Воронежский массив — Черное море (I международный профиль + профиль 17 м); *5* — Чернигов — Долина — Берегово (III международный профиль); *6* — Яготин — Батурин; *7* — Пирятин — Талалаевка; *8* — Царичанка — Богодухов; *9* — Синельниково — Чугуев; *10* — Гуляйполе — Горловка; *11* — Воронежский массив — Синоп (профиль Ногайск — Сватово + профили 28 и 29 м); *12* — Новоазовск — Луганск — Титовка; *13* — Батайск — Милютинская; *14* — Полтава — Элиста; *15* — Кущевская — Федоровская; *16* — Чоп — Рудки; *17* — Чоп — Великий Бычков; *18* — Черноморские профили 25 и 26 м.

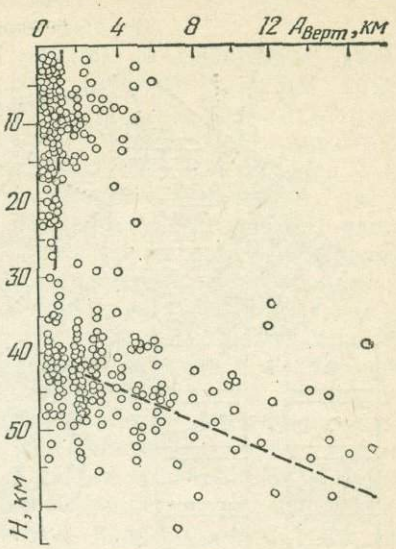


Рис. 107. Зависимость вертикальных смещений по разломам ($A_{верт}$) от глубины (H) для всей земной коры юга европейской части СССР.

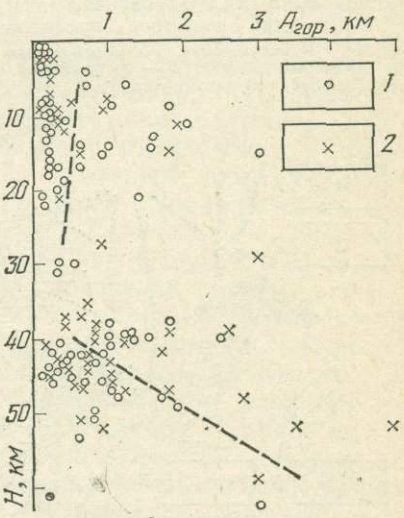


Рис. 108. Зависимость горизонтальных смещений по наклонным разломам ($A_{гор}$) от глубины (H) для всей земной коры юга европейской части СССР:

1 — растяжения; *2* — сжатия.

поверхности фундамента. При гораздо меньших абсолютных значениях близкие (в 3 раза больше) соотношения свойственны горизонтальным смещениям $A_{гор}$ по наклонным разрывам (рис. 108). В земной коре рассматриваемой территории смещения растяжения значительно (примерно в 1,5 раза) преобладают над сжатием. Амплитуды нарушений в верхней части консолидированной коры с приближением к ее поверхности в целом не на-

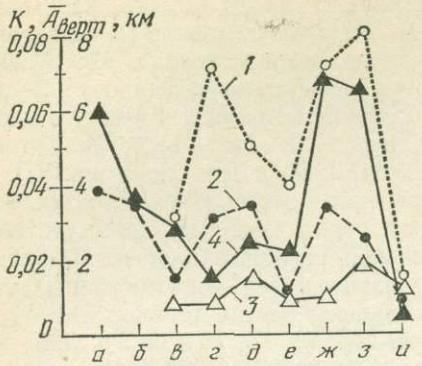


Рис. 109. Коэффициенты нарушенности (К) и средние амплитуды вертикальных смещений ($\bar{A}_{верт}$) по разломам различных регионов юга европейской части СССР:

Коэффициенты нарушенности: *1* — поверхности фундамента; *2* — раздела М; средние амплитуды смещений: *3* — по поверхности фундамента; *4* — по разделу М.
а — раннепротерозойские геосинклинали Украинского щита; *б* — раннепротерозойские протоплатформенные и срединные массивы; *в* — Волыно-Подольская плита; *г* — Днепровско-Донецкая впадина; *д* — Донбасс; *е* — Скифская плита; *ж* — Крым; *з* — Карпаты; *и* — Черноморская впадина.

много увеличиваются, а амплитуды разломов в основании коры с глубиной возрастают очень быстро.

При региональном анализе рассматриваемых параметров (рис. 109—111) видно, что при переходе от платформенных к геосинклинальным условиям они возрастают. Показатель *N* максимален в альпийской структуре Карпат, альпийском орогене Крыма и раннепротерозойских геосинклинальных зонах Украинского щита. Здесь он больше, чем в районах байкальского, герцинского, киммерийского времени консолидации. Поэтому наибольшие деформации земная кора, очевидно, претерпела в конце протогея и неогея, т. е. на рубеже крупнейших тектонических мегациклов.

Для Карпат и Крыма в отличие от остальных структур характерна резкая разница в показателях $\bar{A}_{вер}$, $\bar{A}_{гор}$ и *N* фундамента и мантии. Эти регионы аномальны. В них мантия раздроблена намного сильнее, чем кора, амплитуды смещений в ее основании по сравнению с фундаментом особенно велики (в 5—7 раз больше), регионы имеют ярко выраженную глубинную асимметрию и высокую сейсмичность.

Приведенная совокупность данных однозначно, на наш взгляд, свидетельствует о тектонической активности мантии, она воздействует на земную кору и обусловливает ее движения и деформацию. В мантии зарождаются глубинные разломы. Проникая снизу в кору, они существенно релаксируются, видоизменяются, «дисперсно рассеиваются» и ветвясь, создают сочетания менее значительных по амплитуде нарушений. Не все глубинные разломы, большинство из которых наклонны, достигают поверхности кристаллического субстрата, там

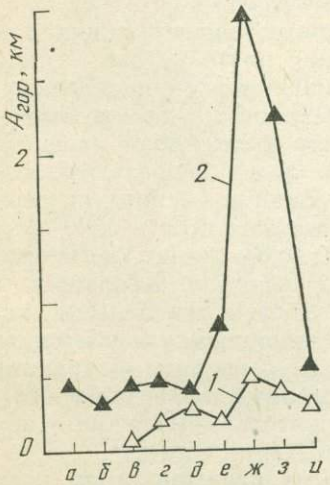


Рис. 110. Средние амплитуды горизонтальных смещений ($\bar{A}_{гор}$) по наклонным разломам различных регионов юга европейской части СССР:

1 — по поверхности фундамента; *2* — по разделу М. Буквенные обозначения те же, что на рис. 109.

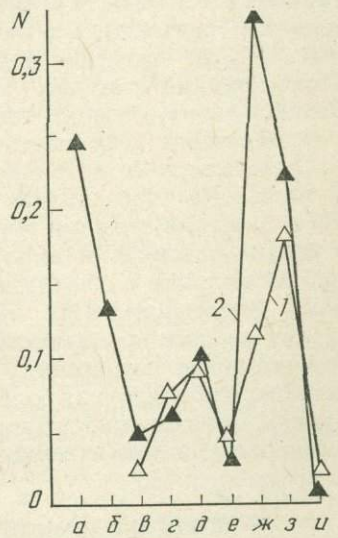


Рис. 111. Показатель тектонической раздробленности (*N*) земной коры различных регионов юга европейской части СССР:

1 — поверхность фундамента; *2* — раздел М. Буквенные обозначения те же, что на рис. 109.

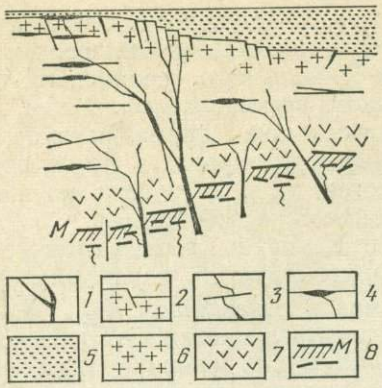


Рис. 112. Схематическое изображение разрывных деформаций земной коры:

1 — глубинные разломы мантийного заложения и их апофизы; *2* — разломы верхней части земной коры, производные от движений глубинного происхождения; *3* — горизонтальные разломы и латеральные смещения по ним; *4* — силлоподобные внедрения интрузивов по горизонтальным разломам и поверхностям несогласий (типа Коростенского плутона); *5* — осадочный слой; *6* — верхняя «гранитная» часть консолидированной земной коры; *7* — ее нижняя «базальтовая» часть; *8* — раздел М.

вследствие изгибов и дифференцированных движений возникают системы производных трещин, постепенно затухающих с глубиной (рис. 112). В верхней части коры разломов больше, а амплитуды смещений по ним меньше, чем в низах коры. В ныне спокойных консолидированных районах общая величина разрывной деформации верхов мантии и коры одинакова. Иная картина наблюдается в «живущих» районах (Карпаты, Крым). В них «возбужденная» тектонически активная мантия генерирует энергию в земную кору. Тектонический импульс, распространяющийся снизу вверх, вызывает в коре механические деформации. Сначала они охватывают ее пограничную с мантией часть. На этой стадии между верхними и нижними этажами коры возникают резкие различия в амплитудах смещений по разломам и общей величине разрывной деформации. Под Крымом и Карпатами процесс продолжается, вызывая сейсмические сотрясения. После его окончания, как и в других более древних регионах, показатели тектонической раздробленности мантии и верхов коры должны сравняться.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ГЕОЛОГИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

Основные положения концепции «новой глобальной тектоники» как логически замкнутой системы взглядов были сформулированы около десятилетия назад. После этого последовало ее «внедрение» в региональный материал. По Альпийскому поясу Европы и Ближнего Востока наиболее значительными явились работы А. Смита [77], Дж. Дьюн, У. Питмена III, У. Райана и Дж. Боннина [64]. Одновременно с этими работами и после них вышла серия менее крупных статей по отдельным регионам Средиземноморского складчатого пояса — своеобразных, главным образом положительных [14, 17, 62, 63, 66—68, 73, 75, 78 и др.] и лишь в отдельных случаях отрицательных [32, 79] или осторожных [76, 80] реакций на новую концепцию. Приведенные в настоящей монографии сведения о строении земной коры Юго-Восточной Европы в совокупности с данными геологии позволяют оценить применимость идей новой глобальной тектоники.

Согласно этим идеям, механизм тектогенеза включает несколько обязательных составных элементов, без которых он не состоятелен: 1) аккрецию — генерацию новой литосферы с океаническим типом коры; 2) спрединг — транспортировку этой литосферы в стороны от зон аккреции; 3) субдукцию — поддвигание океанической литосферы под континентальную и всасывание ее в глубь мантии в зонах столкновения плит — зонах Беньофа (вместо субдукции или одновременно с ней может происходить обдукция — надвигание океанического субстрата на континентальный); 4) трансформные разломы.

При палеореконструкциях с позиций тектоники плит широко используются также индикаторы определенных структур и обстановок, а именно: офиолиты — индикатор океанической коры, эвгеосинклинали; флиш — показатель островной дуги, андезиты — продукт переплавки океанической плиты в зоне субдукции, глаукофановые сланцы (метаморфизм высоких давлений и небольших температур) — спутник зон Беньофа, характерная металлогеническая и магматическая (андезиты — риолиты — гранитоиды — щелочные интрузии) зональность — показатель погружающейся под континент зоны субдукции и т. д.

Согласно представлениям новой глобальной тектоники, на месте Средиземноморского складчатого пояса 200 млн. лет назад существовал единый праматерик Пангея, окруженный со всех сторон океаном Панталасса [15]. Клинообраз-

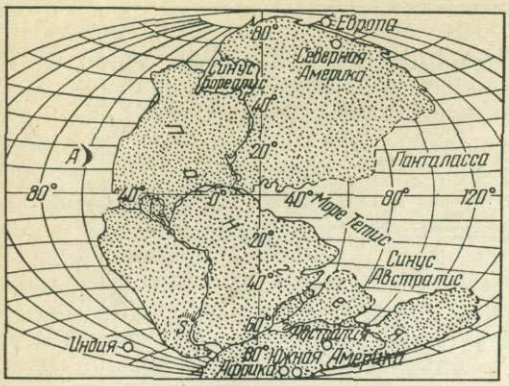


Рис. 113. Реконструкция праматерика Пангеи, согласно идеям дрейфа континентов и новой глобальной тектоники [15]. Единый праматерик Пангея 200 млн. лет назад. Море Тетис — прообраз Средиземного, образовавшего обширный залив между Евразией и Африкой.

ный залив этого океана, вдававшийся с востока в Пангею, представлял собой первичный океан Тетис (рис. 113). В Средиземноморской его части между Евразиатской и Африканской плитами существовало 25 «микроплит» (рис. 114), которые подчинялись всем канонам глобальной тектоники [64]. На рис. 113 и 114 изображена «стартовая» позиция Евразиатской и Африканской плит, а также расположенных между ними «микроплит» перед раскрытием Атлантического океана и соответствующим «захлопыванием» океана Тетис.



Рис. 114. Положение Северо-Американского, Европейского и Африканского континентов, Иберийской и других микроплит (блоков) перед поздним триасом, предполагаемое с позиций новой глобальной тектоники [64].

Микроплиты: *1* — Ланцеротская (Фуэртевентура); 2 — Хакоская; *3* — Марокканская Мезета; *4* — Оранская Мезета; *5* — Рифская; *6* — Большая Кабилийская; *7* — Малая Кабилийская; *8* — Калабрианская; *9* — Бетская; *10*, *11* — Иблеанская; *12* — Шот — Сахельская; *13* — Балеарская, *14* — Корсиканско-Сардинская; *15* — Татранская; *16* — Тиргу-Мурешская; *17* — Синайская.

К концу триаса (180 млн. лет назад) Пангея разделилась на Лавразию и Гондвану. «В море Тетис, от Гибралтара до Калимантана, проходили глубоководные желоба» [15, с. 321]. В дальнейшем по мере развития плитовой аккреции в Атлантике, определяемой по полосовым магнитным аномалиям и разломам океанического дна, Африка и Евразия, испытывая сложные горизонтальные перемещения (рис. 115), все более сближались друг с другом. В результате этого находившийся между ними с триаса океан Тетис «...почти целиком был поглощен зонами субдукции по северному краю Большого Кавказского хребта и в аналогичных зонах Понтид и Малого Кавказа по их южному краю. Единственными остатками Тетиса являются области океанической коры в Черном море и южной части Каспия» [64, с. 3138].

Таков общий упрощенный ход развития Тетиса *, приведший к ситуации, изображенной на рис. 116. Обращает на себя внимание следующее:

1. В Средиземноморском поясе нет офиолитовых комплексов древнее нижней юры [177] и, таким образом, нет весомых доказательств существования в триасе первичной океанической коры Тетиса. Согласно представлениям сторонников новой глобальной тектоники, почти вся эта кора была поглощена в зонах субдукции [64] и от нее ничего доступного наблюдению не осталось. При подобном поглощении океаническая плита древнего Тетиса, субдуцированная в зоне Большого Кавказа, должна была достигнуть своей фронтальной частью района Урала (рис. 115, *б*). Надо полагать, что субдуцирование даже столь небольшим масштабом (при северном дрейфе Индии, например, в мантию ушла океаническая плита протяженностью около 9 тыс. км [15]) должно было как-то

* Исследователи-мобилисты, использующие одну и ту же или близкую методическую основу, приходят к очень разным выводам о направлении и характере тектонических движений при формировании структур Средиземноморья: а) дрейф Африки и Европы происходил без широтных сдвиговых смещений (Булларда, Бюролле и др.); б) Средиземное море — зона крупного широтного сдвига, левостороннего, правостороннего или того и другого типов вместе (Ван-Хилтен, Кери, Берд и др.); в) в Средиземноморье имел место некоторый широтный сдвиг с «отрывом» или дрейфом отдельных сегментов литосферы (Ритсема, Смит, Фогт); г) Африка и восточная часть Средиземноморья поддвигаются под Турцию, Грецию и Италию (Дьюн, Берд, Капуто, Райан, Боуэн и др.).

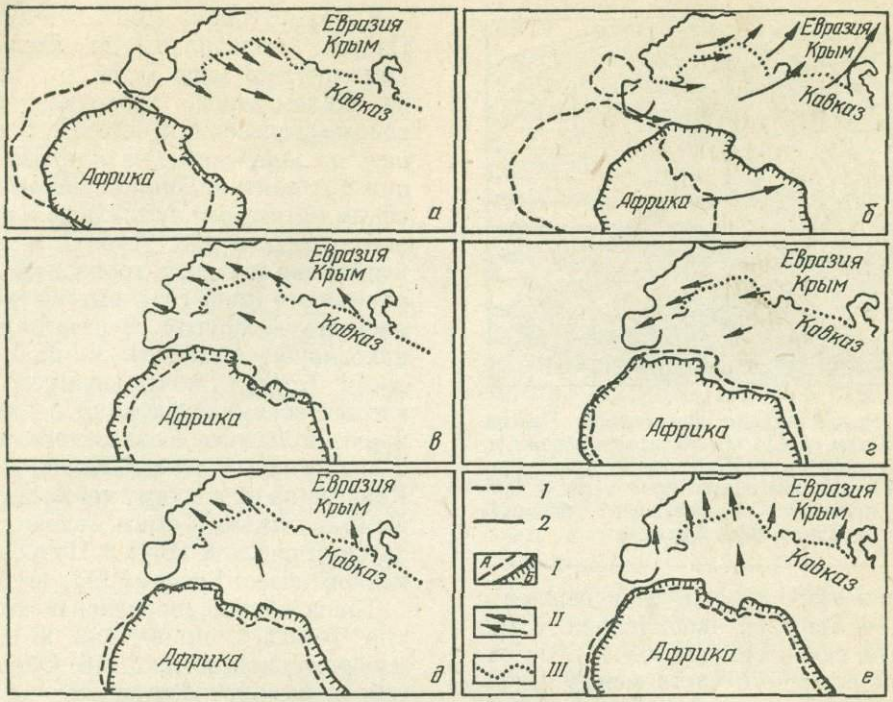


Рис. 115. Последовательное смещение Африки относительно Европы, согласно идеям новой глобальной тектоники, за период времени [64]:
а — 180 (*1*) — 148 (*2*) млн. лет; *б* — 148 (*1*) — 80 (*2*) млн. лет; *в* — 80 (*1*) — 63 (*2*) млн. лет; *г* — 63 (*1*) — 53 (*2*) млн. лет; *д* — 53 (*1*) — 9 (*2*) млн. лет; *е* —9 (*1*) — 0 (*2*) млн. лет.
1 — контуры Африки в начале (*А*) и конце (*Б*) каждого из указанных отрезков времени; *2* — векторы смещений; *3* — северный контур Средиземноморского складчатого пояса.

отразиться в структуре земной коры и верхней мантии районов юга европейской части СССР. Разрезами ГСЗ вдоль фронта предполагаемой субдукции не установлены какие-либо крупные аномалии соответствующего происхождения типа «ксенолитов» или «останцев» океанической литосферы, удвоения разреза коры и т. п. Существование зоны субдукции к югу от Крыма вызывает сомнения у сторонников новой глобальной тектоники (рис. 117).

2. Наряду с этим в Средиземноморском поясе имеется множество крупных блоков доальпийского фундамента (рис. 116) с мощным «гранитным» слоем, образованным складчато-метаморфическими комплексами дорифейской, байкальской и герцинской консолидаций. Наличие этих блоков несовместимо с представлениями о первичном раннемезозойском океане Тетис; оно свидетельствует о существовании на его месте более древней континентальной коры, о длительной, многофазной и сложной истории формирования этого складчатого пояса, заложившегося после гренвильской тектоно-магматической эпохи примерно 1000—800 млн. лет назад [45] и испытавшего все основные складчатости неогея.

3. Остатки первичной океанической коры (Черное море, Южный Каспий) [64] и весьма старая (мезозой, палеозой) кора моря Леванта [40] сохранились в краевых частях «захлопывающегося» Тетиса, в центральной же его части, в Турции, наблюдается «...совокупность отдельных элементов, стиснутых вместе в тисках мощного сжатия, происходившего между Африкой и Европой с раннего мезозоя» [64, с. 3146]. При подобном сжатии, надо полагать, должна была возникнуть противоположная картина: смятие и скучивание материала в краевых частях Тетиса перед фронтом сходящихся плит и более спокойная тектоническая обстановка с фрагментом старой океанической коры в центре.

4. Есть все основания считать Черноморскую впадину не реликтом первичного океана, а молодым новообразованием на коре континентального типа [54, 55 и др.]. Древние раннепротерозойские субмеридиональные структуры Украины

подходят к Черноморской впадине с севера и срезаются ею. Столь же резко срезаются впадиной и более молодые структуры других направлений, например Добруджа в зоне подводного хребта Моисеева. Общепризнано, что Черноморская впадина «съедает» молодые альпийские складчатые сооружения обрамления, наступая на них. От впадины на запад, север и восток отходят зоны молодых активных опусканий, амплитуды которых максимальны вблизи впадины и закономерно уменьшаются по мере удаления от нее. Эти зоны опусканий — район Бургаса, Варненская впадина, близдолготный прогиб северо-западного шельфа Черного моря, Индоло-Кубанский и Рионский прогибы, являются ответвлениями Черноморской впадины, апофизами, отходящими от расположенного в ее пределах центра прогибаний. Весьма необычная для «древнего реликта» активность, даже агрессивность!

5. На последних этапах геологической истории, в кайнозое, в пределах Средиземноморского складчатого пояса образовалась группа молодых субокеанических депрессий (рис. 116): Альборанское, Балеарское, Лигурийское, Тирренское, Эгейское и другие моря. Они возникли несмотря на то, что «примерно с 17 млн. лет назад (бурдигал) до настоящего времени относительное движение Африки и Европы было и остается сходящимся», а также на то, что «...в это время... произошла коллизия внутренних сиалических блоков и их сдавливание в Афро-Европейских тисках» [64, с. 3169]. Образование этих депрессий, а также раскрытие в миоцене системы Красное море — Аденский залив в подобной обста-

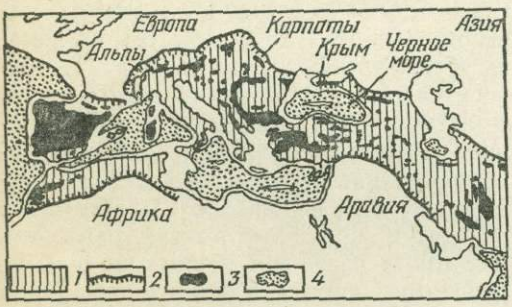


Рис. 116. Распределение доальпийского континентального фундамента и современных океанов в пределах альпийской системы Средиземноморского складчатого пояса [64]:

1 — альпийская система; *2* — ее контуры; *3* — континентальные массивы доальпийской консолидации; *4* — современные океанические впадины.



Рис. 117. Схематический разрез литосферы Средиземноморского складчатого пояса по меридиану Крыма, согласно идеям новой глобальной тектоники [18].

новке непонятно. В классическом районе «столкновения континентальных плит» — районе Гиндукуша — Памира — Гималаев, где Индостанская плита столкнулась с Евразиатской, ничего похожего не наблюдается. Общая картина Средиземноморского Тетиса, поражаемого возникающими одна за другой или резко усиливающими свое прогибание многочисленными «кавернами» молодых субокеанических и других внутриорогенных впадин, позволяет говорить скорее о преобладании или, по крайней мере, очень большой роли в кайнозое процессов деструкции и растяжения внутри этого складчатого пояса, а не о «мощном сжатии между Африкой и Европой» [64].

6. Выделение в пределах Средиземноморского пояса 25 микроплит [64], размеры которых часто не превышают первых сотен километров (см. рис. 114), заставляет задуматься о механизме, обусловливающем хаотические, неупорядоченные, как увидим, латеральные перемещения маленьких плит. Для выделения в первых основополагающих вариантах концентрации мобильной литосферы шести — восьми гигантских плит [71, 74], охватывавших весь земной шар, в качестве движущей силы привлекались глубинные конвекционные потоки в мантии, достигающие в ряде построений земного ядра [2, 38, 48]. Очевидно, что для миниатюрных микроплит такой механизм не подходит.

Рассмотрим отдельные этапы формирования юго-востока Европы, как они представляются с позиций новой глобальной тектоники (рис. 118, 119). Анализ и сопоставление приведенных схем *

* Можно перечислить много возражений и недоуменных вопросов относительно фактического обоснования элементов этих схем. Какие, например, доказательства существования позднетриасовых зон аккреции северо-восточного простирания в Черном море, перпендикулярных к структурам Добруджи и Северо-Западного Кавказа (см. рис. 118, *а*) или субмеридиональной среднеюрской зоны аккреции к западу от Крыма

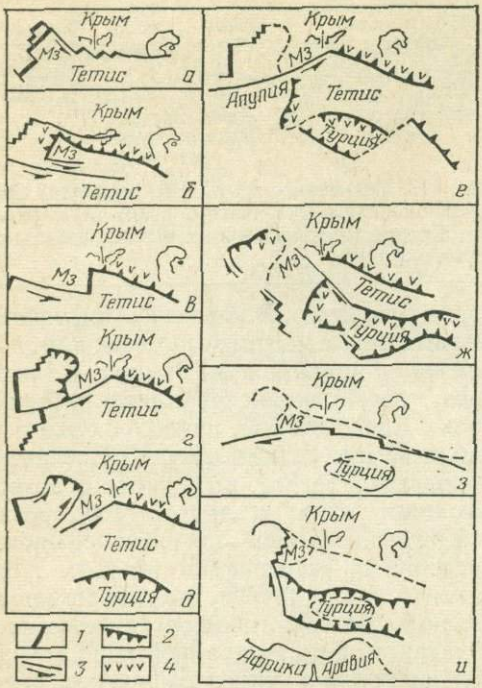


Рис. 118 . Палеотектонические реконструкции прикрымской части Тетиса с позиций новой глобальной тектоники [64]:

а — поздний триас; *б* — ранняя юра (тоар); *в* — средняя юра (бат); *г* — поздняя юра (киммеридж); *д* — ранний мел (готерив); *е* — ранний мел (апт); *ж* — поздний мел (сантон); *з* — дат; *и* — эоцен (ипр). *1* — зоны аккреции; *2* — зоны субдукции (зубцы направлены в сторону погружения плиты); *3* — трансформные разломы; *4* — вулканизм, обусловленный субдукцией

показывают, что «жизнь» основных элементов «плитового» механизма — зон аккреции, субдукции и трансформных разломов в большинстве случаев нерегламентирована и очень кратковременна: они то появляются, то исчезают, легко перемещаются с места на место, могут превращаться один в другой (например, трансформный разлом позднего триаса к югу от Крыма в ранней юре стал зоной субдукции — рис. 119, *а*, *б* и др.). Триада аккреция — спрединг — субдукция (обдукция) часто не выдерживается, отсутствует то одно, то другое звено. При этом механизм плитовой тектоники, естественно, оказывается не состоятельным. На схемах можно увидеть пересечение несовместимых зон аккреции и субдукции (рис. 118, *в*, *г*), а это должно означать, что одновременно в одном и том же месте происходят рождение из мантии и поглощение ею литосферного материала, спрединг поперек трансформных разломов (рис. 118, *б*), субдукция навстречу спредингу (рис. 118, *б*, *г*, *д*) и др. Зоны аккреции обычно приурочивают к верхушкам восходящих струй мантийных конвекционных потоков. Протяженность этих зон, однако, настолько мала (рис. 118, 119, *б* и др.), что трудно себе представить и объяснить уплощенную конвекционную ячейку шириной в первые десятки километров при глубине в сотни километров. Такие ячейки ввиду своих больших размеров и массы вовлеченного в процесс материала должны обладать значительной «инерцией» и не могут так быстро исчезать и появляться, как это показано на схемах. Интересно, какой физический механизм может обеспечивать подобную «мобильность» самих элементов плитовой тектоники и столь быструю смену геотектонических обстановок, несмотря на явления унаследованности, устойчивости структурных планов и сетку долгоживущих глубинных разломов.

Реставрация первоначального положения микроплит в Тетисе, определение зон аккреции и трансформных разломов геологического прошлого в принципе весьма сомнительны. Для этого используется современное размещение по площади и в разрезе характерных формаций, пород-индикаторов и др., которые, согласно идеям мобильной литосферы, ранее находились в другом месте и принесены в результате спрединга и т. д., относительно нахождения этого места, остается строить догадки той или иной степени обоснованности. При подобных реконструкциях нередко идея контролирует материал, а не наоборот. Особенно это относится к трансформным разломам, о которых часто нет данных, и они, по существу, просто рисуются.

На юго-востоке Европы наибольшее внимание сторонников новой глобальной тектоники привлекают Карпаты, так как здесь наблюдаются почти все элементы этой концепции: дугообразная складчатая структура, предполагаемая островная дуга, шарьяжи, офиолиты (правда,

(см. рис. 118, *в*), что обусловливало с апта по неоген спрединг в восточном направлении от Динарид, если аккреция в их пределах прекратилась в неокоме (см. рис. 119). Наконец, как и вообще в океане, в Тетисе, который в отличие от активных Атлантического, Индийского и Тихого океанов был пассивным, не «раскрывался», а «захлопывался» сближающимися Африкой и Европой, не могли существовать зоны аккреции, способствующие возникновению новой океанической литосферы.

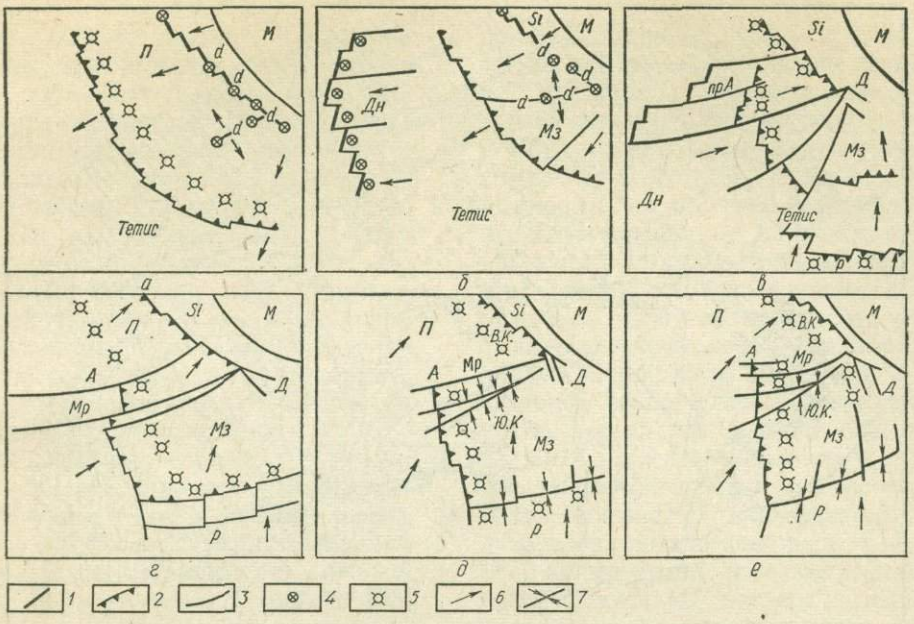


Рис. 119. Палеотектонические реконструкции Карпато-Балканского региона с позиций новой глобальной тектоники [28]:

а — триас; *б* — ранняя — средняя юра; *в* — поздняя юра — ранний мел (неоком); *г* — ранний мел (апт) — поздний мел; *д* — палеоген; *е* — неоген.
Оси растяжения: Si — океан Сирет; М — Молдавская платформа; Д — Добруджа; $М_з$ — Мизийская плита; Р — Родопский массив; П — Паннонский массив; В. К — Восточные Карпаты; Ю. К — Южные Карпаты; А — горы Апусени; пр. А — прото Апусени; Мр — горы Муреш; Дн — Динариды.
1 — центры спрединга (зоны аккреции); *2* — зоны субдукции; *3* — трансформные разломы; *4* — мафический и офиолитовый вулканизм; *5* — известково-щелочной вулканизм; *6* — направление движений; *7* — столкновение континентальных плит.

мало) *, флиш, меланж (Сокирница), глубокофокусные землетрясения (Вранча), местами глаукофановые сланцы и др. Использование перечисленных явлений в плане идей новой глобальной тектоники в указанном районе требует, однако, очень больших усилий, а все вместе эти элементы не образуют логически цельного ансамбля.

На рис. 120 приведена схема размещения внутри Карпатского региона полос разновозрастных офиолитов. Эта схема должна иллюстрировать «растекание морского дна» от показанной расходящимися стрелками «рифтовой длины» (т. е. зоны аккреции). Вследствие «растекания» офиолитовые полосы «последовательно омолаживаются по направлению к внутренним зонам от нижнего триаса до верхней юры и нижнего мела, включая альб» [14]. Нетрудно заметить, что в условно проведенных нами на рис. 121 сечениях указанная закономерность не выдерживается, особенно в районе Апусени — Южные Карпаты. Этот район вообще не укладывается в предложенную [14] схему, ибо развитые здесь офиолитовые полосы не только не «омолаживаются по направлению к внутренним зонам», но и вытянуты вкрест «рифтовой долины», что заставляет предположить весьма загадочный спрединг не поперек, а вдоль зоны аккреции.

Субдукция под Карпатами трактуется самыми различными способами: литосферные плиты «заталкиваются» под них со всех возможных сторон: с севера, со стороны молодой эпигерцинской платформы Центральной Европы [75], с северо-востока и востока, со стороны древней Восточно-Европейской платформы [62, 66, 67, 75, 78], с юга и юго-востока, от Мизийской плиты [67 и др.], и наконец, с запада, от Паннонского массива [14, 17, 66, 78]. Любопытно, что с какой бы стороны литосферная плита «не заталкивалась», по мнению указанных авторов оказывается, что имеющийся по Карпатам геологический и геофизический материал вполне этому соответствует.

* В. Е. Хаин [46] отметил, что в геосинклинальных системах Карпат, Балкан, Кавказа и других регионов вообще мало офиолитов, на основании чего он сделал заключение, что геосинклинали могут закладываться и на утоненной коре континентального типа.

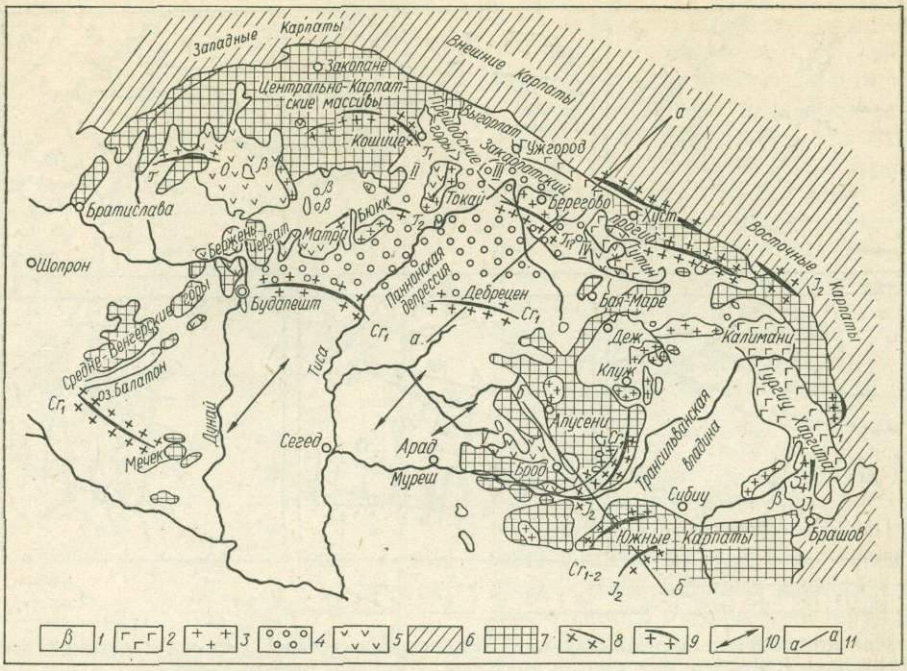


Рис. 120. Развитие вулканических образований внутри Карпатской области [14]:

1 — щелочные базальты (четвертичное время); *2* — андезит-базальтовая контрастная формация (плиоцен), зона кислого вулканизма; *3* — липарит-дацитовая игнимбрит-пепловая формация и гранитоиды (верхний мел — неоген); *4* — область распространения погребенных игнимбритовых образований, зона андезитового вулканизма; *5* — андезитовые комплексы и субвулканические образования (палеоген —неоген); *6* — Флишевые Карпаты; *7* — донеогеновые отложения области Внутренних Карпат; *8* — базальты (триас — нижний мел); *9* — базальты и гипербазиты (триас — нижний мел); *10* — осевая зона системы Карпаты — Динариды; *11* — условные сечения, упоминаемые в тексте.

Существующие ныне варианты субдукции под Карпатами суммированы на рис. 122. В северном (*ж*), восточном (*з*) и западном вариантах неясно, где же расположены зона Беньофа и землетрясения необходимой глубинности. Южный, мизийский вариант (рис. 121, *и*), в этом отношении предпочтительнее, так как здесь, в районе Вранча, существуют глубокофокусные землетрясения, образующие уходящую под Карпаты фокальную зону [31]. Их очаги, однако, локализованы на небольшом участке излома Карпатской дуги, а эпицентральная область не имеет линейной вытянутости (рис. 122). Таким образом, в этом районе нет достаточных свидетельств субдуцирования плиты сколько-нибудь серьезных размеров. Кроме того, жесткая литосферная плита мощностью до 80—90 км (такова, по данным сейсмологов [65, 69], глубина астеносферы в указанном районе), изгибаясь в зоне субдукции, должна была бы трескаться, дробиться, генерируя на указанных глубинах наиболее мощные землетрясения, между тем именно в этом диапазоне глубин (от 30 до 90 км) наблюдается асейсмичная область (рис. 122), разделяющая слабые коровые и сильные глубокие очаги [16, 31]. Механизм деформаций земной коры и верхней мантии в районе Вранча вполне может быть объяснен без привлечения идей новой глобальной тектоники (рис. 123).

При западном, паннонском варианте субдукции под Карпаты (рис. 121, *б*, *в*), Карпатская островная дуга повернута вогнутостью к океану, что не характерно для современных островных дуг, отсутствуют также признаки глубоководного желоба. На рис. 121, *б* непонятно, почему субдукция началась в районе Дебрецена и закончилась на глубине около 80 км в районе Закарпатского разлома, а не продолжалась глубже и дальше на восток, вызывая соответствующие эффекты в приповерхностных зонах земной коры.

Во всех вариантах субдуцирования под Карпаты в мантию «заталкиваются» литосферные плиты континентального состава с мощным «гранитным» слоем, что, как известно, невозможно, и на это наложен запрет в канонах самой плитовой текто-

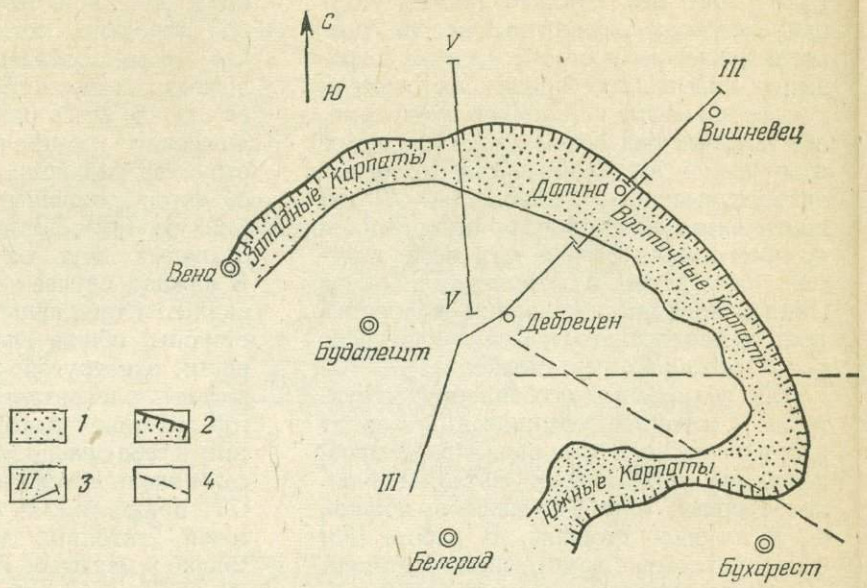
ники. Этот запрет нарушен и в районе Крыма [64], под которым также субдуцируется кора с «гранитным» слоем, развитая южнее полуострова. Особые возражения вызывают северные, восточные и южные варианты карпатской субдукции, при которых под Карпатское складчатое сооружение «заталкиваются» холодные литосферные плиты с мощной (40—50 км) континентальной корой, по отношению к которой тонкая (20—25 км), менее плотная, разогретая и размягченная кора Паннонского массива должна выполнять роль механического «резца». Физически такой механизм невозможен.

Для объяснения особенностей структуры и истории формирования Карпат и прилегающих к ним областей нет необходимости прибегать к «заталкиванию» литосферных плит в астеносферу с какой бы то ни было стороны. В работе [53] была предложена другая интерпретация, представляющаяся менее искусственной. В дополненном и усовершенствованном виде она приведена в разделе, описывающем Восточные Карпаты в настоящей монографии и, на наш взгляд, дает удовлетворительное объяснение всей совокупности геофизических и геологических данных по этому региону.

А. и Г. Мейерхофф заключили, что «тектоника плит и дрейф сели на мель и потерпели аварию в Тетисе» [25, с. 446]. Возможно, это слишком резкое суждение, однако несомненно, что приведенные для рассматриваемой части Тетиса реконструкции действительно несовершенны и противоречивы. Обращает на себя внимание следующее высказывание самих сторонников новой глобальной тектоники, приложивших ее к Средиземноморскому складчатому поясу: «У нас нет иллюзий насчет того, что эта модель способна объяснить все детали геологического строения, очень может быть, что некоторые основные свойства модели ошибочны» [64, с. 3142]. Оно содержит в себе, по существу, признание ограниченных возможностей новой концепции при интерпретации геологического материала, особенно регионального.

Применение идей мобильной литосферы для объяснения структуры и истории формирования отдельных, даже небольших регионов, подразумевает универсальность этих идей и описываемого ими механизма, в равной степени приложимого как к динамическим глобальным системам мегаплит, так и к отдельным блокам, антиклинориям, прогибам и т. п. Такое представление в своей основе сомнительно. Вероятно, логичнее предположить, что все многообразие наблюдаемых геологических явлений и фактов определяется прежде всего разнообразием обусловливающих их причин. Для явлений и структур различного масштаба и ранга, объектов различных уровней организации вероятно определяющее действие отличных друг от друга механизмов. В каждом случае необходим конкретный анализ. Стремление объяснить, с одной стороны, общие глобальные закономерности, а с другой — происхождение отдельных элементарных складок и надвигов действием одной и той же причины таит в себе опасность профанации любой, даже очень интересной идеи. А. Г. Смит [77] прямо писал, что построения плитовой тектоники должны оцениваться только в масштабе космических снимков. «В таком масштабе многие конкретные противоречия невидимы... Это тот масштаб, для которого теория тектоники плит была создана... Совершенно очевидно, что она непригодна для более детального масштаба» [77, с. 2040].

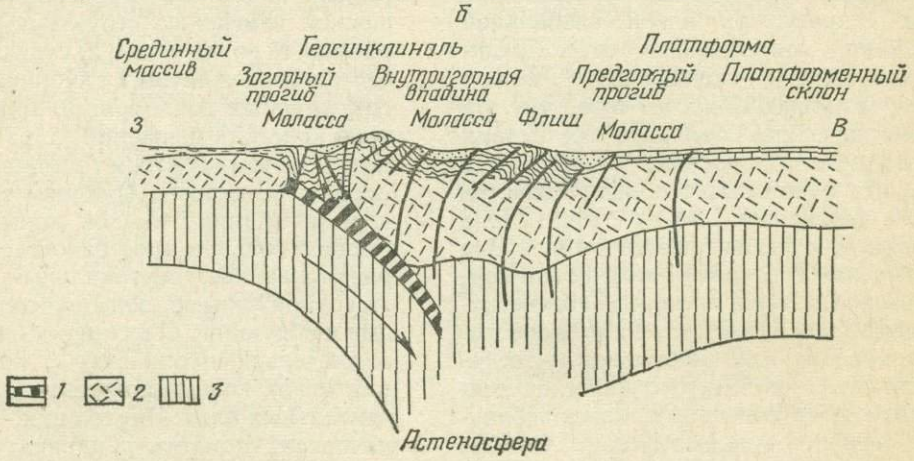
Новой глобальной тектонике предстоит преодолевать не только региональные трудности. Ею пока еще не дано удовлетворительного объяснения ряду принципиально важных геологических явлений и фактов (с некоторыми из них она находится в трудноразрешимых противоречиях): 1) унаследованности развития и устойчивости структурных планов (в том числе в основании земной коры — см. раздел настоящей монографии, посвященной изменению структурных планов раздела М во времени); 2) существованию систем долгоживущих глубинных и других крупных разломов; 3) цикличности тектонических движений, характеризующейся целым спектром гармоник разного порядка и частоты; 4) общим вертикальным колебаниям земной коры, охватывающим большие пространства; 5) дифференцированным вертикальным движениям земной коры вне зон аккреции, субдукции и обдукции; 6) активным подвижкам в пределах «пассивных» с точки зрения новой глобальной тектоники континентальных плит. Внутри них, например на щитах, установлена индивидуальность «жизни» отдельных блоков коры, проявляющаяся в различиях глубины денудационного среза, внутренней структуры, металлогенической специализации и др.


С
Ю
V
III
Вишневец
Западные Карпаты
Долина
Восточные Карпаты
Вена
Будапешт
Дебрецен
Южные Карпаты
Белград
Бухарест
1
2
3
4

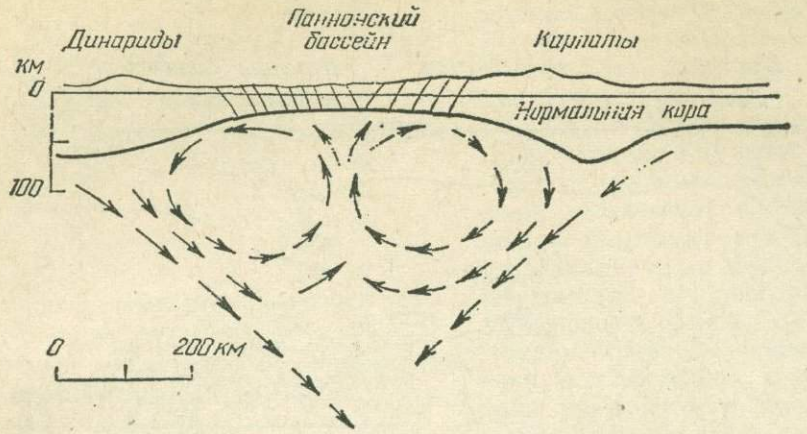
а


Карпаты
Закарпатский прогиб
Предкарпатский краевой прогиб
ЮЗ
СВ
Сегед
Дебрецен
Берегово
Долина
X, км
M
H, км

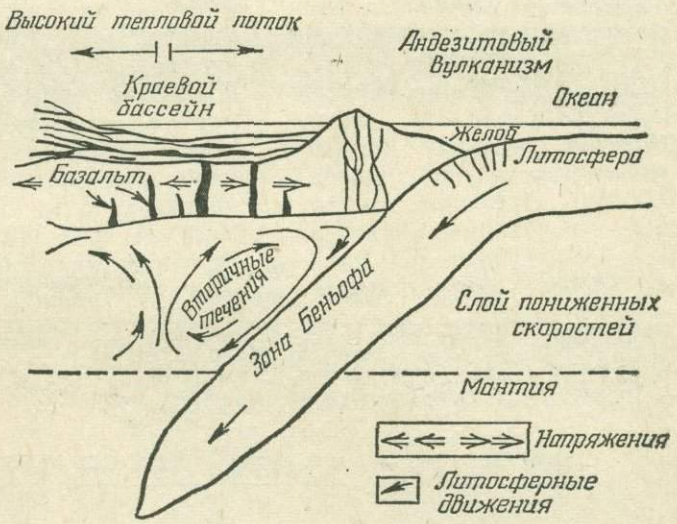
б


Срединный массив
Геосинклиналь
Платформа
Загорный прогиб
Внутригорная впадина
Предгорный прогиб
Платформенный склон
З
В
Молласса
Флиш
Астеносфера

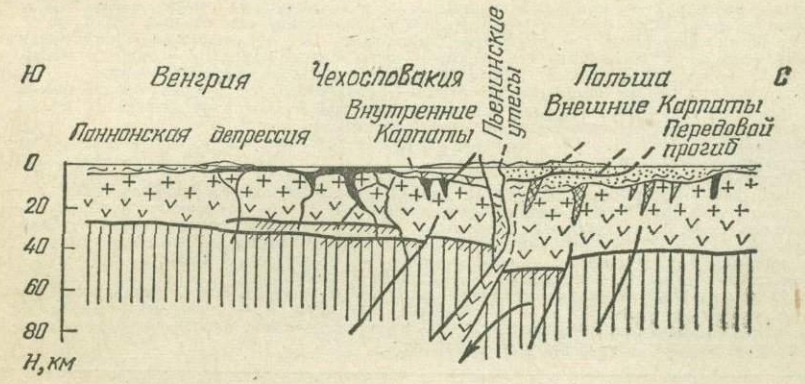
в


Динариды
Паннонский бассейн
Карпаты
км
Нормальная кора
200 км

г


Высокий тепловой поток
Андезитовый вулканизм
Краевой бассейн
Океан
Желоб
Литосфера
Базальт
Вторичные течения
Зона Беньофа
Слой пониженных скоростей
Мантия
Напряжения
Литосферные движения

д


Ю
Венгрия
Чехословакия
Польша
С
Пьенинские утесы
Паннонская депрессия
Внутренние Карпаты
Внешние Карпаты
Передовой прогиб
H, км

е

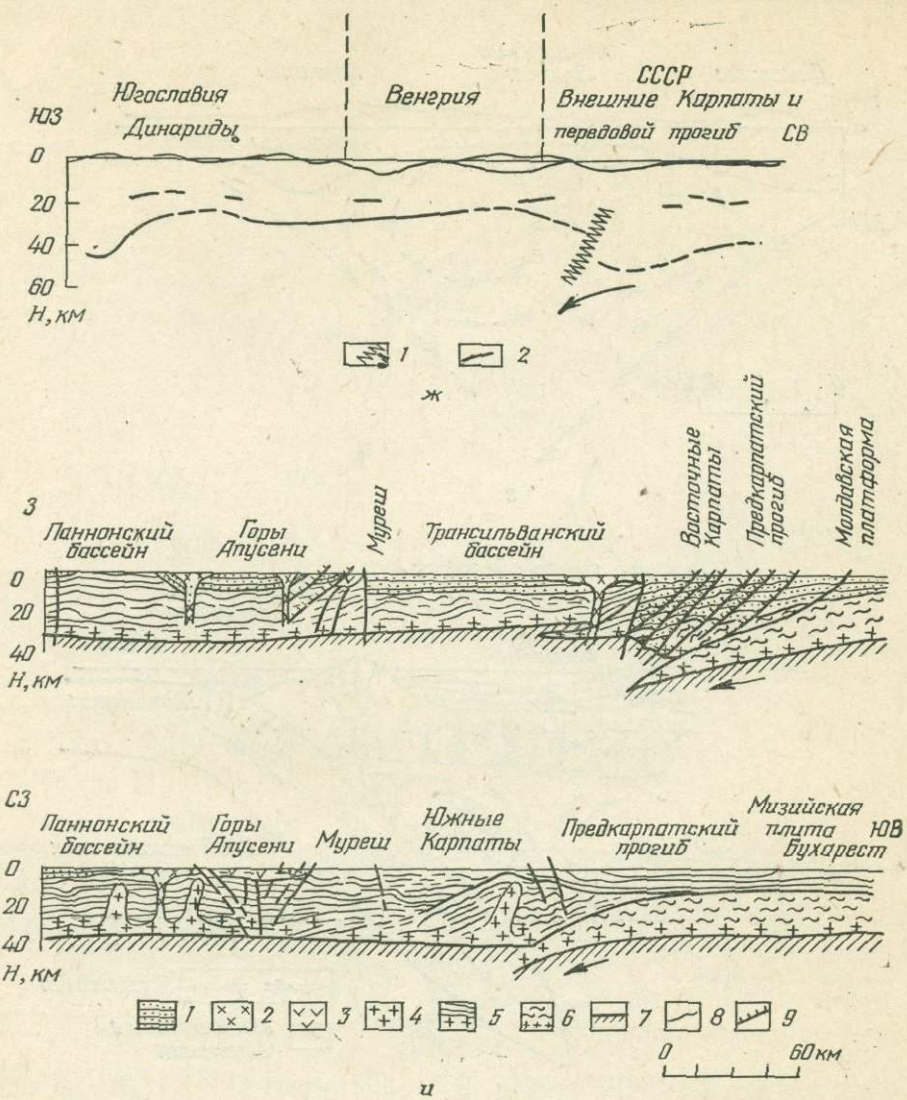


Рис. 121. Различные варианты субдукции литосферных плит под Карпатами:

а — обзорная схема региона: *1* — Складчатые Карпаты; *2* — фронтальная часть надвига Флишевых Карпат; *3* — международные профили ГСЗ; *4* — сечения, соответствующие разрезам на рис. 121, *з*, *и*; *б* — вариант Л. Г. Данилович [14]: *1* — осадочные образования; *2* — смещенные блоки океанической коры; *3* — палеозойский фундамент в Карпатах; *4* — верхняя часть земной коры; *5* — нижняя часть земной коры; *6* — поверхность М; *7* — граничные скорости, км/с; *8* — очаги кислых магм и их продукты; *9* — изменения основных магм; *10* — очаги магм; *11* — глубинные разломы; *12* — нарушения в осадочных образованиях; *13* — направление движений океанической литосферы; *14* — высокий тепловой поток (опускающийся край конвекционной ячейки); *15* — возможное положение зоны Беньофа в период сжатия:
в — вариант Г. Н. Доленко и др. [17]: *1* — зона Беньофа; *2* — верхняя часть земной коры; *3* — нижняя часть земной коры; *г* — вариант Э. Садецки — Кардоша [66];
д — вариант П. Хедервари [66];
е — вариант Р. Нея [75] — интерпретация разреза вдоль V международного профиля ГСЗ: *1* — верхняя мантия; *2* — земная кора; *3* — раздел М; *4* — метаморфические породы; *5* — осадочные породы; *6* — интрузивные породы; *7* — зона плавления; *8* — глубинные разломы в коре и верхней мантии; *9* — глубинные разломы в приповерхностном слое коры; *10* — направление субдуцирования коры; *ж* — вариант Р. Нея [75] — интерпретация разреза вдоль III международного профиля ГСЗ: *1* — глубинный разлом в зоне субдукции; *2* — направление субдуцирования коры; М — раздел М; К — раздел Конрада;
з, *и* — варианты Х. Саву [67] (положение разрезов показано на рис. 121, *а*): *1* — осадочный слой (палеозой — кайнозой); *2* — неогеновые вулканиты; *3* — мезозойские офиолиты; *4* — доальпийские граниты; *5* — кристаллические сланцы (средний докембрий — палеозой); *6* — кристаллический фундамент Молдавской и Мизийской платформ; *7* — верхняя мантия; *8* — сбросы; *9* — надвиги.

На «пассивных» континентальных плитах возникают впадины с глубинами до фундамента около 20 км и более (например, Днепровско-Донецкая и др.), т. е. с глубинами, неизвестными в океанах даже в классических зонах субдукции — глубоководных желобах; 7) кольцевым тектоническим структурам; 8) пластическим тектоническим деформациям, «тектоническому течению горных масс» [28], раз-

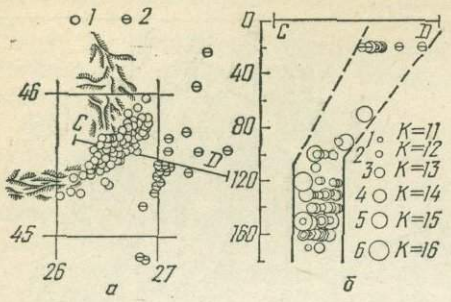


Рис. 122. Сейсмоактивный район Вранча [31]:
а — карта эпицентров землетрясений 1952—1972 гг. с энергией $E \geqslant 10^{11}$ Дж (*1* — глубокие землетрясения; *2* — коровые землетрясения); *б* — поперечное *вертикальное сечение фокальной зоны по линии* С — Д (*1—6* — энергетические классы землетрясений).

витому широко, практически повсеместно [53] и неувязывающемуся с представлениями об абсолютно жестких литосферных плитах и т. д.

Недостаточная доказанность даже основных положений новой глобальной тектоники, объявленных рядом исследователей фактом, не допускающим сомнений, наглядно иллюстрируется гипотезой М. Кейса [70], на что обратил внимание Ю. М. Шейнманн [60]. М. Кейс повернул весь механизм тектоники плит вспять, поместив зоны аккреции под континентами, а зоны субдукции — в срединноокеанических рифтовых долинах. При этом логика построений не исчезла и даже как будто удалось избежать некоторых затруднений.

Означает ли все сказанное, что концепция новой глобальной тектоники несостоятельна и является лишь заблуждением увлекающихся людей. Нет, это не так. Она имеет ряд достоинств, выделяющих ее среди других гипотез и обеспечивающих ее большую популярность: 1) концепция сравнительно проста и логически стройна; 2) представляет собой единую *глобальную динамическую* модель, учитывающую данные самых различных геологических, геофизических и геохимических методов; 3) синтезирует и объединяет серию более ранних гипотез: глубинной дифференциации вещества, подкоровых конвекционных течений, дрейфа материков и др.; 4) объясняет латеральные перемещения в литосфере и их очевидные проявления: крупные сдвиги, надвиги, подвиги, раздвиги, поворот блоков, скучивание материала; решает проблему пространства при сокращении размеров складчатых зон и др.; 5) позволяет широко проводить количественные оценки тектонических

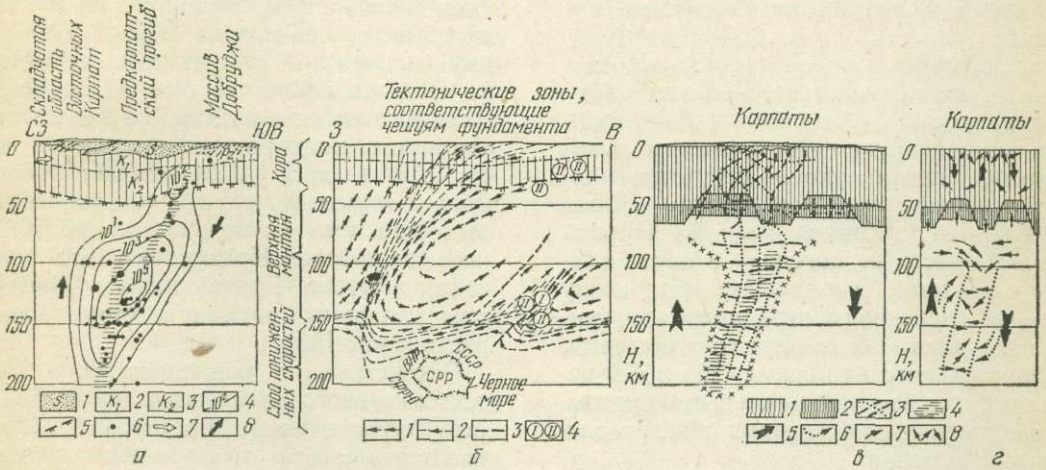


Рис. 123. Модели деформации земной коры и верхней мантии района Вранча [16]:
а — энергетическая модель: *1* — осадочный слой (*S*), включая дислоцированные флишевые толщи; *2* — верхняя часть земной коры (K_1); *3* — нижняя часть земной коры (K_2); *4* — изолинии удельной сейсмической энергии в условных единицах $10n \times 10^{-12}$ эрг/см³ · с; *5* — предполагаемое положение глубинных разломов (ослабленных зон); *6* — гипоцентры землетрясений (классификация по магнитуде II—V группы); *7* — преобладающие *направления тангенциальных усилий*; *8* — *принципиальные направления возможных* смещений блоков литосферы; *б* — модель механизма молдавских землетрясений Вранча (по Чокырделу и Соколеску): *1* — силовое поле верхней мантии; *2* — линии течения в слое пониженной скорости; *3* — граница слоя пониженной скорости в верхней мантии; *4* — гипоцентральные плоскости (*I* — главные, *II* — второстепенные);
в — модель вероятного напряженного состояния коры и верхней мантии;
г — кинематическая модель: *1* — консолидированная часть земной коры; *2* — *слой земной коры, переходный к* верхней мантии; *3* — оси главных нормальных напряжений; *4* — положение ослабленной зоны по сейсмологическим данным (эпицентры, распределение энергии); *5* — принципиальные направления смещений блоков литосферы; *6* — моменты движения; *7* —направления «реактивного» движения материала; *8* — элементы турбулентности «реактивного движения».

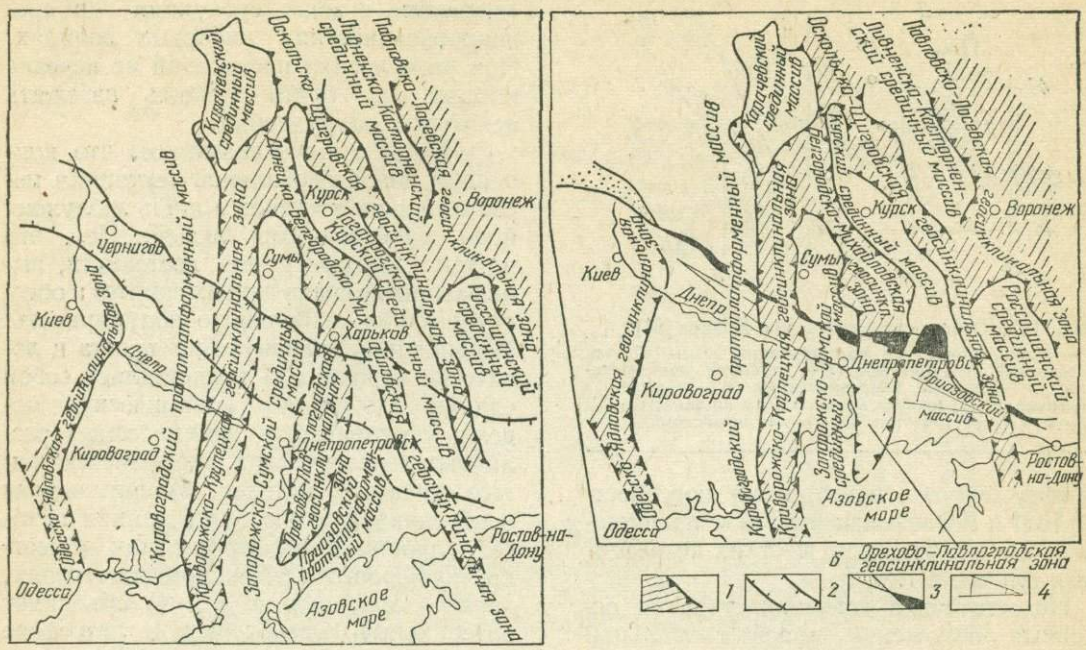


Рис. 124. Реконструкция раннепротерозойских структур в зоне Днепровско-Донецкого авлакогена [35] (*а*), то же после «закрытия» авлакогена путем совмещения его краевых разломов (*б*):

1 — раннепротерозойские геосинклинальные зоны (заштрихованы), протоплатформенные и срединные массивы; *2* — контуры герцинского грабена — краевые разломы Днепровско-Донецкого авлакогена; *3* — участки «зияния» (точки) и перекрытия (черное) после совмещения краевых разломов; *4* — направление и углы, на которые были повернуты правобережная часть Украинского щита и Приазовский массив при «закрытии» авлакогена.

движений и других геологических явлений.

Дискуссиям о новой глобальной тектонике всегда свойственна большая эмоциональность. У сторонников концепции она компенсирует недостаточность аргументов, у противников — отсутствие альтернативной общей контртеории. Новая глобальная тектоника была бы хороша, если бы часто не вступала в противоречие с фактами. Она заслуживает, между тем, не поспешного отрицания или снисходительного скептического отношения, а пристального внимания, ибо в ней заключены многие рациональные элементы, существенные для создания общей геологической теории.

Одним из таких важных элементов, недооцениваемым в ортодоксальных фиксистских построениях, является признание значительных латеральных перемещений блоков литосферы с существенной вращательной компонентой движения. В геологических регионах Юго-Восточной Европы такие перемещения также имели место. Около 15 лет назад было показано [51 и др.], что образование Причерноморского прогиба можно объяснить растяжением земной коры со значительными сдвиговыми смещениями отдельных блоков. Тогда же было обосновано представление о том, что Днепровско-Донецкая впадина возникла в результате тангенциального растяжения земной коры [52 и др.]. Дальнейший анализ привел к выводу, что все тектонические депрессии юга европейской части СССР (за исключением Предкарпатского прогиба), а также Черноморская и Венгерская впадины являются структурами растяжения [53].

Реконструкция раннепротерозойского тектонического плана показала [37], что структуры нижнего протерозоя погружаются с севера, от Воронежского массива, и с юга, от Украинского щита, под Днепровско-Донецкую впадину, погребены под ней и, продолжая друг друга, составляют части некогда единого целого (рис. 124). В то же время по разные стороны от впадины эти структуры имеют заметно различные простирания на Воронежском массиве — преимущественно северо-северо-западные, на Украинском щите — северо-северо-восточные. Смена простирания происходит

в зоне Днепровского грабена, резко несогласно наложенного на раннепротерозойский структурный план.

Несоответствие в простираниях структур нижнего протерозоя, расположенных на Воронежском массиве и Украинском щите к западу от меридиана Харькова (Криворожско-Крупецкая и Орехово-Павлоградская геосинклинальные зоны, Запорожско-Сумской срединный массив), составляет примерно 8—10°. Такой же угол образуют между собой северный и южный краевые разломы Днепровского грабена, если их условно аппроксимировать прямыми линиями. Ширина грабена не остается постоянной вдоль его простирания, а одновременно с возрастанием мощности осадочного чехла закономерно увеличивается в юго-восточном направлении от 75 до 130 км.

Это, по-видимому, не случайно, оно указывает на то, что растяжение земной коры в процессе формирования Днепровско-Донецкой впадины в рифее, палеозое и мезозое сопровождалось, очевидно, раздвигом структур Воронежского массива и Украинского щита с некоторым поворотом правобережной части последнего по часовой стрелке. Если мысленно вернуть эту часть щита в предполагаемое первоначальное положение и вплотную приблизить к Воронежскому массиву, «захлопнув» тем самым Днепровский грабен, как это сделано на рис. 124, *б*, упомянутые нижнепротерозойские структуры щита и массива состыкуются, а различие в их простираниях исчезнет. При этом краевые разломы Днепровского грабена на участке от Чернигова до Днепропетровска совместятся вполне удовлетворительно, лишь северо-западнее и юго-восточнее этого участка наметятся соответственно зоны существенного «зияния» и перекрытия.

Появление таких зон, нарушающих общую весьма стройную картину, связано, по-видимому, с неравномерным дифференцированным ходом растяжения земной коры и раздвигания ее блоков при формировании различных участков грабена. Интересно, в частности, что «зияние» на северо-западе грабена появляется западнее Одесско-Ядловско-Практемировского субмеридионального разлома, а перекрытие на юго-востоке грабена — в районе Орехово-Павлоградского близдолготного нарушения. Следует отметить, что вообще трудно было бы ожидать идеального совмещения краевых разломов Днепровского грабена, поскольку в данном случае имеет место не «чистое» раздвигание, а комбинация дисперсионно рассредоточенного в зоне грабена растяжения земной коры и раздвигания отдельных ее блоков.

Попытаемся развить идею растяжения коры, сопровождающегося раздвиганием ее блоков, на юго-восточную часть Днепровско-Донецкого авлакогена, представленную Донецким складчатым сооружением. «Захлопывание» прогиба Донецкого бассейна с совмещением краевых разломов (рис. 124, *б*) достигается перемещением Приазовского массива на север с поворотом его по часовой стрелке примерно на 17°. Таким образом, можно допустить, что за время формирования структуры Донбасса Приазовский массив в общем сместился к югу и повернулся против часовой стрелки на указанный угол. Сопоставление латеральных движений правобережной и приазовской частей Украинского щита, в частности их поворотов, показывает, что на участке сопряжения этих частей в зоне Орехово-Павлоградского разлома они были различными по амплитуде и в рифее, палеозое и мезозое могли вызвать сдвиговые смещения фундамента.

Посмотрим, имеются ли еще какие-либо аргументы в пользу поворота Приазовского массива и что вообще может дать такая интерпретация для объяснения геологической обстановки и истории формирования регионов, прилегающих к Азовскому морю с севера. При рассмотрении любой геологической или тектонической карты юга европейской части СССР очень выделяется обособленное положение части азовского массива по отношению к правобережной части Украинского щита. Массив располагается существенно южнее и имеет иную общую вытянутость. Идея поворота Приазовского массива против часовой стрелки буквально «читается» на этих картах. Массив смещен и как бы «прижат» к зоне, ныне занятой водами Азовского моря. Уместно вспомнить, что гипсометрическое положение поверхности кристаллических пород Приазовского массива обусловливает определенный общий «перекос» всего Украинского щита в целом, выражающийся в существенном увеличении темпа погружения фундамента при переходе от западной и центральной частей южного склона щита к Приазовью.

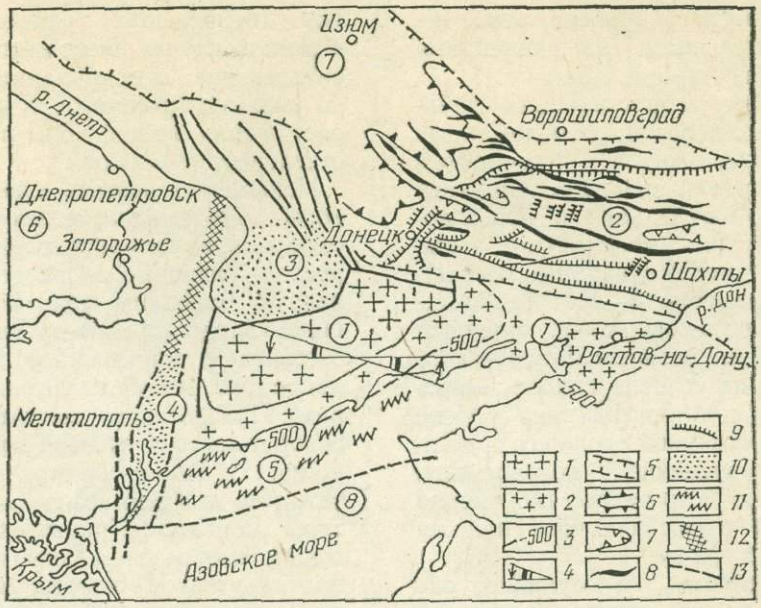


Рис. 125. *Интерпретация тектонической обстановки в Северном Приазовье с позиций поступательно-вращательного движения* Приазовского массива:

1 — обнаженная часть Приазовского массива; *2* — его склоны и восточное продолжение под маломощным осадочным чехлом; *3* — линия изоглубины до поверхности кристаллического фундамента (500 м), оконтуривающая Приазовский массив и его восточное продолжение (Ростовский выступ); *4* — угол и направление предполагаемого поворота Приазовского массива (полюс вращения намечен условно); *5* — краевые разломы Днепровско-Донецкого авлакогена; *6—9* — Донецкое складчатое сооружение (*6* — западная граница; *7* — контуры синклиналей; *8* — антиклинали; *9* — сбросы и взбросы); *10* — зоны растяжения по западной периферии Приазовского массива; *11* — обратноступенчатая моноклиналь в полосе Северо-Азовских грабенов; *12* — Орехово-Павлоградский глубинный разлом; *13* — крупные разрывные нарушения.

Структуры (цифры в кружочках): *1* — Приазовский массив и его восточное погребенное продолжение; *2* — складчатое сооружение Донбасса; *3* — Конско-Ялынская впадина; *4* — Молочанский грабен; *5* — Северо-Азовские грабены; *6* — правобережная часть Украинского щита; *7* — Днепровский грабен; *8* — Азовский вал.

Принятие идеи поступательного и вращательного смещений Приазовского массива открывает дополнительные возможности для объяснения причин возникновения и особенностей формирования прилегающих к массиву структур. Если попытка связывать всю складчатость Донбасса с тангенциальным давлением со стороны поворачивающегося против часовой стрелки Приазовского массива может выглядеть пока слишком смелой и недостаточно обоснованной, то она уместна для объяснения мезозойских деформаций в этом регионе. Известно, что с этим временем, главным образом с меловым периодом, связано проявление в Донбассе орогенических движений. Ряд исследователей считали Донбасс не герцинским, а мезозойским, киммерийским складчатым сооружением. Наибольшая денудация Донецкой складчатой структуры к началу позднего мела проявилась в ее южной части. Первоначально простые и пологие складки Донбасса в дальнейшем в результате движений на окружающих площадях были изогнуты и, возможно, сжаты. Проявления мезозойских и ранних третичных деформаций в Донбассе обусловливались, очевидно, полями тектонических напряжений, возникавших в результате тангенциальных перемещений Приазовского массива.

В свете такой интерпретации находят объяснение также геологические структуры, расположенные и по другие стороны от массива. Так, Конкско-Ялынская впадина может рассматриваться как структура растяжения в тылу западной части массива, смещавшейся в мел-палеогеновое время на юг (рис. 125). Происходивший при этом общий поворот Приазовского массива против часовой стрелки должен был создать обстановку растяжения в субмеридиональной зоне к западу от массива — именно здесь, на участке Орехово-Павлоградского разлома, наблюдается Молочанский грабен, постепенно вырождающийся к северу. Сжатие к югу от западной части массива явилось, вероятно, причиной возникновения здесь, в полосе Северо-Азовских грабенов, обратноступенчатой моноклинали. Эта моноклиналь, в которой при общем южном падении пород закономерно опу-

щены северные крылья разломов, а их сместители падают на юг, могла образоваться только в обстановке сдавливания, наложившегося на общее региональное опускание Северного Приазовья и Причерноморья в мел-палеогеновое время.

Итак, на рассмотренном примере видно, что вертикальные и горизонтальные движения земной коры, ее растяжение, сжатие, раздвигание и поворот блоков наблюдаются реально, они взаимообусловлены, связаны друг с другом, в различных регионах на разных этапах развития может преобладать один из типов тектонических движений. В каждом конкретном случае необходим специальный тщательный анализ, который к тому же не должен ограничиваться только механическим подходом, ибо любые движения, вертикальные, горизонтальные или, что бывает почти всегда, их комбинации, сопровождаются или, точнее, обусловливаются глубокими преобразованиями и изменениями структуры, состава и физического состояния земной коры и всей тектоносферы.

В целом изложенные в настоящем разделе данные и соображения должны рассматриваться лишь как дополнительный материал к дискуссии между фиксизмом и мобилизмом. Эта дискуссия будет продолжаться. Представляется, что она может стать особо плодотворной, если будет проявлено общее стремление к непредвзятой истине, учитывающее конструктивные элементы каждой из концепций.

ВЛИЯНИЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА НА КРАЕВУЮ ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучение структурных особенностей и динамики зон сочленения платформы и геосинклиналей — один из наиболее важных вопросов геотектоники. Активная геосинклиналь, несомненно, каким-то образом должна воздействовать на следствующую с ней пасиивную платформу, хотя сам процесс остается во многом не ясным. Такое воздействие может отражаться и на глубинном строении земной коры зон сочленения и краевых, прилегающих к геосинклиналям частей платформ. С этих позиций рассмотрим разрезы ГСЗ, пересекающие юго-западную и южную границы Восточно-Европейской платформы.

Как следует из предыдущих разделов, строение земной коры на границах платформы и в Средиземноморском складчатом поясе очень сложное. Характерны контрастный рельеф и резкие многокилометровые перепады глубин до раздела М, дробная блокировка коры, многочисленные глубинные и другие крупные разрывы. Граница Восточно-Европейской платформы повсеместно приурочена к протяженному глубинному разлому, вернее, их совокупности, образующей в целом крупнейший тектонический шов между платформой и Средиземноморским складчатым поясом. Разломы этого шва закономерно падают в сторону платформы, уходя под нее с юго-запада и юга. Вдоль края платформы, в пределах складчатого пояса, протягивается полоса примерно стокилометровой ширины с повышенными мощностями земной коры. Восточно-Европейская платформа вместе с этой полосой образует обширный сегмент литосферы с «толстой» (40 км и более) корой. С юго-запада и юга этот сегмент ограничен Одер-Кавказским линеаментом, образованным также совокупностью глубинных разломов, за которыми уже во внутренних частях Средиземноморского складчатого пояса земная кора резко утоняется. Обращает на себя внимание то, что Одер-Кавказский линеамент в целом, за исключением отдельных местных отклонений, следует параллельно ограничениям древней платформы и, как и они, погружается на северо-восток и север.

Рассмотрение материалов и сопоставление результатов по профилям ГСЗ, пересекающим южную краевую часть Восточно-Европейской платформы в направлениях, перпендикулярных к ее границам, обнаруживает существование еще одной любопытной зоны с аномальной структурой земной коры.

На геотраверсе I, юго-западнее Советска (рис. 126, *а*), в толще консолидированной коры обнаружена серия отражающих площадок с необычными углами наклона. В совокупности они намечают зону северо-восточного падения. На геотраверсе II подобный участок наблюдается в районе Шепетовки (рис. 127, *б*). Здесь, однако, в отличие от Советска северо-восточное падение имеют уже не только отражающие площадки коры, но и раздел М, на поверхности же обнажаются базальты (Горынь). В сумме эти факты позволяют трактовать район

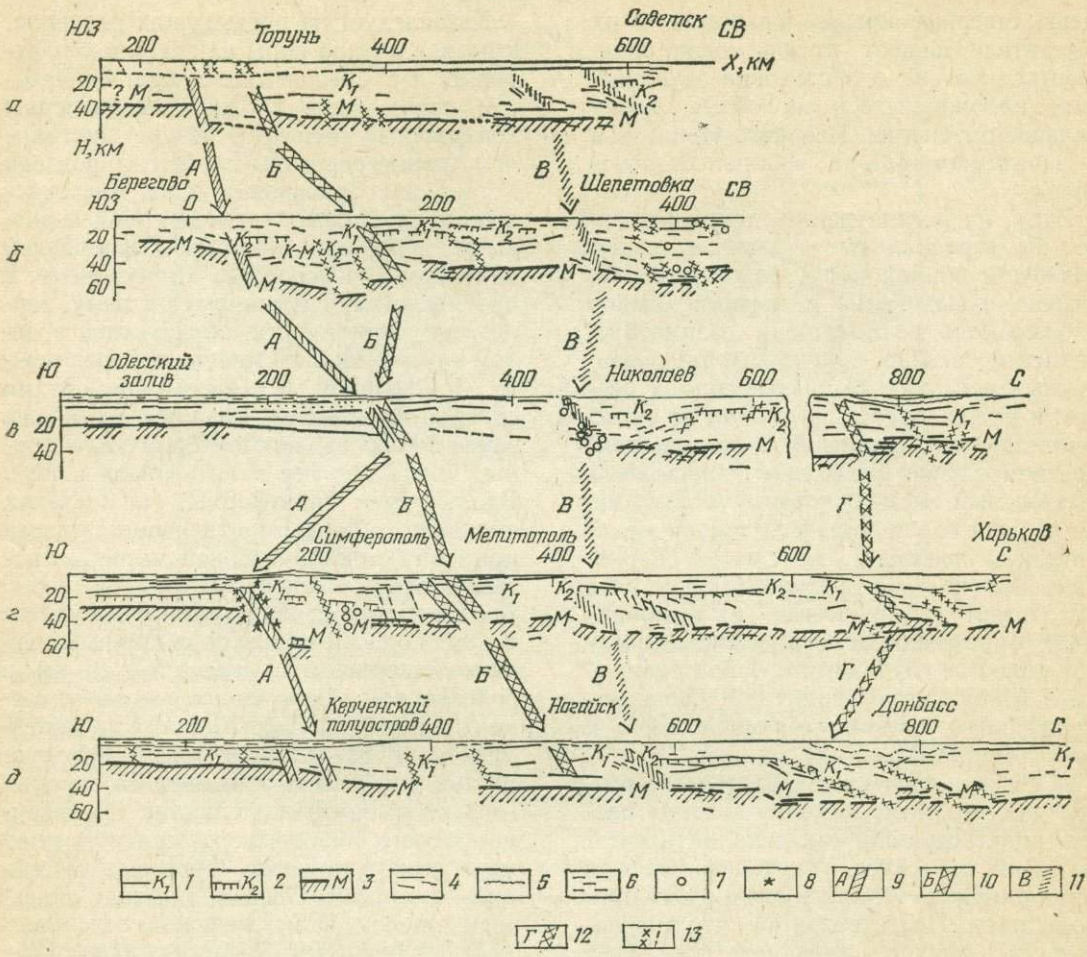


Рис. 126. Разрезы земной коры в зоне сопряжения Средиземноморского складчатого пояса и Восточно-Европейской платформы.

Разрезы земной коры по профилям ГСЗ (расположение разрезов см. на рис. 127): *а* — геотраверс I; *б* — геотраверс II; *в* — Канев — Николаев — Черное море; *г* — геотраверс III; *д* — Сватово — Ногайск — Керченский полуостров.

1 — поверхность фундамента; *2* — горизонт в консолидированной коре; *3* — раздел М; *4* — прочие сейсмические границы; *5* — геологические горизонты в осадочном чехле; *6* — водный слой; *7* — точки дифракции; *8* — очаги землетрясений; *9* — Одер-Кавказский линеамент и его трассировка между разрезами; *10* — краевой шов Восточно-Европейской платформы; *11* — зона пологих разрывов Советск — Шепетовка — Николаев — Мелитополь — Ногайск; *12* — зона пологих разрывов вдоль южного ограничения Днепровско-Донецкого авлакогена; *13* — прочие разломы.

Шепетовки как зону глубинного разлома северо-западного простирания, падающего на северо-восток. На профиле ГСЗ Канев — Николаев — Черное море несколько севернее Николаева (рис. 126, *в*) обнаружено большое количество точек дифракции, вырисовывающих в земной коре нарушенную зону северного падения. На геотраверсе III (Харьков — Мелитополь — Черное море), севернее Мелитополя (рис. 126, *г*), серия отражающих площадок в консолидированной коре погружается в том же направлении. Наконец, на профиле ГСЗ Сватово — Ногайск — Керченский полуостров, в районе Ногайска (рис. 126, *д*), наблюдается аналогичная картина.

Если соединить все перечисленные участки одной линией Советск — Шепетовка — Николаев — Мелитополь —Ногайск, то наметится единая зона аномального строения земной коры, проходящая в большей своей части параллельно краю платформы (на удалении 150—100 км) и лишь в районе Ногайска приближающаяся к нему (рис. 127). В этой зоне повсеместно отражающие площадки или точки дифракции в коре, а местами и прямые разрывы раздела М указывают на существование крупного разло-

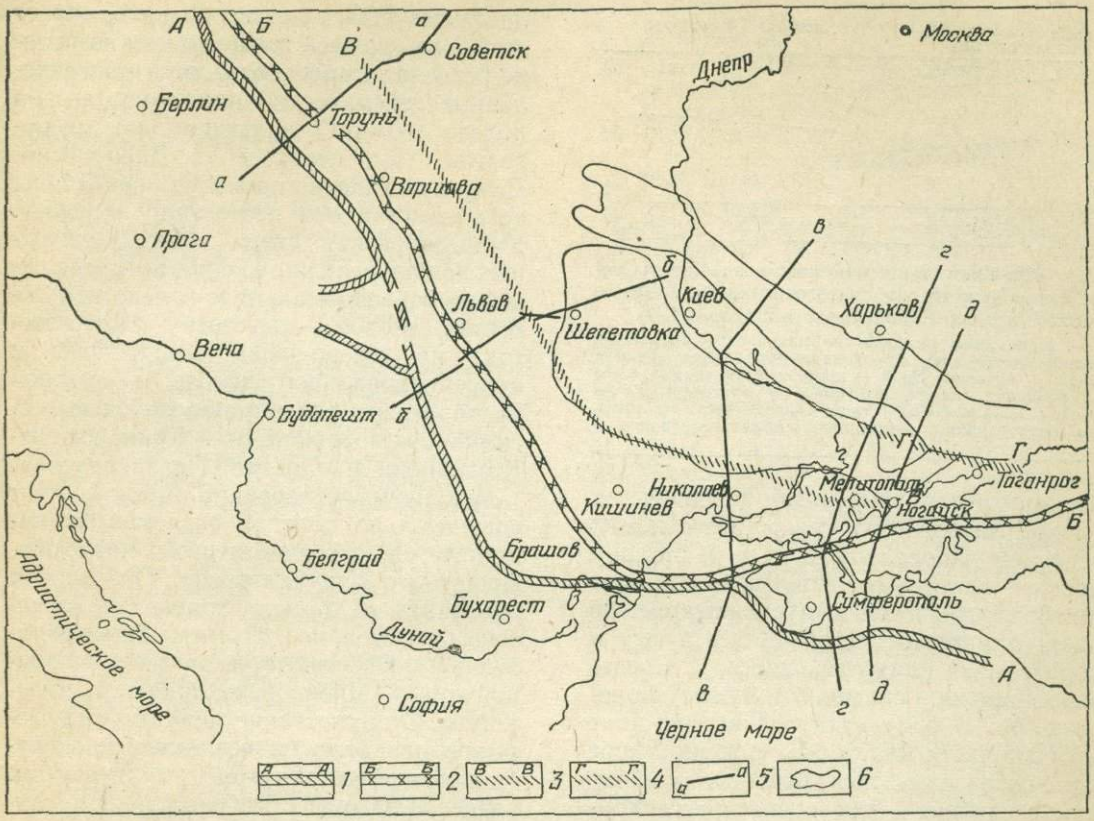


Рис. 127. Схема расположения основных линеаментов в зоне сопряжения Средиземноморского складчатого пояса и Восточно-Европейской платформы:

1 — Одер-Кавказский линеамент; *2* — краевой шов Восточно-Европейской платформы; *3* — зона пологих разломов Советск — Николаев — Ногайск; *4* — зона пологих разломов вдоль южного борта Днепровско-Донецкого авлакогена; *5* — профили ГСЗ: *а* — геотраверс I; *б* — геотраверс II; *в* — Канев — Николаев — Черное море; *г* — геотраверс III; *д* — Сватово — Ногайск — Керченский полуостров; *6* — контур Украинского щита и Днепровско-Донецкого авлакогена

ма, довольно полого (40—50°) падающего на северо-восток и север.

Тектоническая позиция и структурные особенности этого разлома весьма характерны:

1) разлом параллелен юго-западной и южной границам Восточно-Европейской платформы и пересекает структуры фундамента, не считаясь с ними;

2) направление падения разлома такое же, как у краевого шва Восточно-Европейской платформы и Одер-Кавказского линеамента, разграничивающего внутри Средиземноморского складчатого пояса сегменты с «толстой» и «тонкой» корой;

3) разлом выражен главным образом в коре, лишь местами он прорывает раздел М. При этом в отличие от краевого шва Восточно-Европейской платформы и особенно Одер-Кавказского линеамента, существенных изменений толщины коры не происходит;

4) к разлому в верхней части земной коры приурочены флексурные перегибы поверхности фундамента, юго-западнее и южнее которых появляется осадочный чехол или существенно увеличивается темп нарастания его мощности. На участке Николаев — Мелитополь разлом совпадает с давно известной по геологическим данным (К. И. Маков, М. В. Муратов) флексурой.

Приведенные факты позволяют относить время возникновения разлома к неогею и связывать его с воздействием на краевую часть древней платформы тектонических напряжений, генерировавших Средиземноморским складчатым поясом. На контакте этого пояса с Восточно-Европейской платформой, а также в зоне Одер-Кавказского линеамента во многих сечениях структурный рисунок основания земной коры и ее глубоких горизонтов может истолковываться как

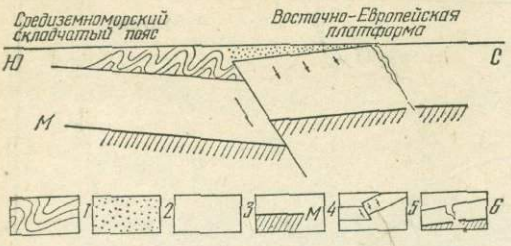


Рис. 128. Схема тектонического воздействия Средиземноморского складчатого пояса на краевую часть Восточно-Европейской платформы.

1 — дислокации складчатого пояса; *2* — осадочный чехол платформы; *3* — консолидированная земная кора; *4* — раздел М; *5* — перемещения земной коры на контакте складчатого пояса и платформы; *6* — производные разрывы в тылу краевой части платформы, подверженной воздействию складчатого пояса.

возникший в результате поддвигания блоков литосферы в северо-восточном и северном направлениях, т. е. в сторону древней платформы. Подобное поддвигание могло втягивать в опускание краевую часть платформы, наклоняя ее к югу и образовывая погружающиеся к Средиземноморскому складчатому поясу моноклинали. В тылу втянутой в опускание краевой части платформы в земной коре могли образовываться трещины, затухающие с глубиной, как в зоне рассматриваемого разлома (рис. 128).

Возраст осадочного чехла краевых моноклиналей Восточно-Европейской платформы позволяет в первом приближении датировать время действия этого механизма. Для Волыно-Подолии — это палеозой — мезозой и особенно кайнозой, для Северного Причерноморья — мезокайнозой. Очевидно, процесс не был скоротечным и одноактным и протекал достаточно длительно. Он мог ускоряться и замедляться, проходить в несколько этапов. Кроме того, в ходе геологической истории тектоническая обстановка могла меняться и процесс мог быть неоднонаправленным. Несомненно, рис. 129 — лишь упрощенная общая схема.

В южной части Приазовского массива разлом Советск — Николаев — Ногайск приближается к южной границе Восточно-Европейской платформы и затухает. Одновременно севернее появляется новая подобная зона, расположенная кулисообразно по отношению к первой и вырождающаяся в обратном направлении — с юго-востока на северо-запад. Она протягивается вдоль южного ограничения Днепровско-Донецкого авлакогена и наилучшим образом выражена в пределах Донбасса (рис. 126, *д*). Здесь на всех профилях ГСЗ, ориентированных вкрест этой зоны, во всей толще коры и на уровне раздела М прослеживаются многочисленные сейсмические площадки, весьма полого (40—50°) падающие на северо-восток. При переходе в Днепровско-Донецкую впадину проявления этой зоны ослабевают и она постепенно затухает. Кулисообразная схема обоих выделенных зон пологих нарушений и их вырождение, первой — с северо-запада на юго-восток, второй — навстречу, с юго-востока на северо-запад, приурочены к субмеридиональной полосе, в которой расположены раннепротерозойские геосинклинальные системы — Криворожско-Крупецкая и Орехово-Павлоградская.

Механизм образования второй зоны сравнительно пологих разломов, по-видимому, сложнее, чем первой. Четко обозначить его затруднительно. Он должен объяснять не только появление самой зоны разломов, но и формирование сопряженной с ней структуры растяжения земной коры — Днепровско-Донецкого авлакогена. Существование зоны пологих разрывов повлияло на возникновение глубинной асимметрии этой структуры (см. раздел «Разломы и особенности их проявления в литосфере»).

На примере Восточно-Европейской платформы и Средиземноморского складчатого пояса можно видеть, что процессы и явления, свойственные контакту платформа — геосинклиналь, не локализуются в узкой, хотя и определяющей зоне краевого тектонического шва, а охватывают весьма широкую сопредельную область. Три крупных линеамента: Одер-Кавказский, разделяющий сегменты с «толстой» и относительно «тонкой» корой, граница Восточно-Европейской платформы и зоны сравнительно пологих разрывов в ее краевой части, отстоя друг от друга на примерно одинаковом расстоянии (100—150 км), тянутся согласно и параллельно, охватывая полосу шириной не менее 200—250 км. Напряжения и подвижки по первым двум линеаментам оказывали механическое воздействие на краевую часть древней платформы, далеко в ее пределы проникало также влияние глубинных геохимических процессов геосинклинали, обусловившее четкие проявления молодой тектоно-магматической активизации.

Изучение глубинного строения и динамики зон сопряжения платформ и геосинклиналей представляет большой

научный и практический интерес, поэтому оно должно быть продолжено комплексно и в большем объеме.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ IV

1. *Арбатов А. А., Каменецкий А. Е., Снегирев О. В., Чернобров Б. С., Швамберг Ю. Н.* Тектоника Крыма, Азовского моря, Западного Предкавказья в раннем мезозое.— Сов. геология, 1974, № 5.
2. *Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 9.
3. *Бабинец В. А.* Глубинное строение северо-западной части УЩ по профилю Головановск — Винница. Геофиз. сб., 1976, № 69.
4. *Белоусов В. В., Косминская И. П.* Строение и развитие переходных зон между материками и океанами.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М. : Наука, 1970.
5. *Беляевский Н. А.* Связь строения поверхности верхней мантии с крупными структурными элементами земной коры на территории СССР.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М. : Наука, 1968.
6. *Беляевский Н. А.* Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, вып. 2.
7. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР.— М. : Недра, 1974.
8. *Беляевский Н. А., Борисов А. А. и др.* Новые данные о структуре земной коры территории СССР.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М. : Наука, 1970.
9. *Борисов А. А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным.— М. : Недра, 1967.
10. *Бронгулеев В. В.* Структурные связи поверхности Мохоровичича и поверхности докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы.— Изв. вузов, Геология и разведка, 1978, № 2.
11. *Валеев Р. Н.* Разломы кристаллического фундамента и их роль в формировании структур осадочного чехла.— В кн.: Выявление и трассирование разломов по геофизическим аномалиям Волго-Камского края. М. : Недра, 1970.
12. *Гарецкий Р. Г.* Тектоника молодых платформ Евразии.— М. : Наука, 1972.
13. *Глушко В. В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов.— М. : Недра, 1968.
14. *Данилович Л. Г.* О некоторых элементах глобальной тектоники в эволюции Карпатской геосинклинали.— Геология и геохимия горючих ископаемых, 1974, вып. 40.
15. *Диц Р., Холден Дж.* Новая глобальная тектоника и элементы динамической исторической геологии.— В кн.: Новая глобальная тектоника.— М. : Мир, 1974.
16. *Добрев Т. Б., Щукин Ю. К.* Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона.— М. : Наука, 1974.
17. *Доленко Г. Н. и др.* Нефтегазоносность территории Украины в свете тектоники литосферных плит и направление разведочных работ на нефть и газ.— Геол. журн., 1975, 35, вып. 4.
18. *Дьюн Д., Берк Д.* Горные пояса и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М. : Мир, 1974.
19. *Косминская И. П.* Строение земной коры по сейсмическим данным.— БМОИП, отд. геол., 1958, 33, № 4.
20. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии.— М. : Наука, 1968.
21. *Критерии прогнозирования* месторождений Украинского щита и его обрамления. Отв. ред. Н. П. Семененко. Киев : Наук. думка, 1974.
22. *Кропоткин П. Н.* Происхождение материков и океанов.— Природа, 1968, № 4.
23. *Крутиховская З. А., Пашкевич И. К.* Магнитное поле и строение земной коры древних щитов.— Геофиз. сб. АН УССР, 1974, № 62.
24. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли.— М. : Недра, 1965.
25. *Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М. : Мир, 1974.
26. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М. : Наука, 1964.
27. *Мусатов Д. И.* Проблема магмообразования и глубинные разломы.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М. : Наука, 1964.
28. *Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
29. *Померанцева И. В.* О скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры.— Прикл. геофизика, 1964, № 38.
30. *Ризун Б. П., Синьковский Ю. Н.* О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы в пределах Украины.— Геотектоника, 1973, № 4.
31. *Сагалова Е. А.* Фокальная зона Карпатских землетрясений у гор Вранча.— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 68.
32. *Сенеш Д.* Система Карпат и гипотезы глобальной тектоники. Geofiz. közl., 1973, XXI, № 1—4.
33. *Соллогуб В. Б.* Структура земной коры Украины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, 38.
34. *Соллогуб В. Б.*— Глубинные сейсмические исследования на Украине.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, 48.
35. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Результаты глубинного сейсмического зондирования по странам. Украинская Советская Социалистическая Республика.— В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев : Наук. думка, 1971.
36. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев : Наук. думка, 1975.
37. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павловский В. И.* Геолого-геофизическая реконструкция раннепротерозойского тектонического плана юга европейской части СССР.— Геол. журн., 1975, 35, вып. 2.
38. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли.— М. : Наука, 1974.

39. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез.— Киев : Наук. думка, 1968.
40. *Субботин С. И. и др.* Строение земной коры внутренних морей Западного Тетиса и вопросы ее дальнейшего изучения.— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 67.
41. *Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— М. : Наука, 1968.
42. *Суворов А. И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей.— М. : Недра, 1973.
43. *Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира.— М. : Недра, 1972.
44. *Хаин В. Е.* Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии.— Сов. геология, 1964, № 6.
45. *Хаин В. Е.* Условия образования и главные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. МГУ. Сер. Геология, 1970, № 2.
46. *Хаин В. Е.* О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.— Геотектоника, 1972, № 4.
47. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М. : Недра, 1973.
48. *Хесс Г.* История океанических бассейнов: — В кн.: Новая глобальная тектоника.— М. : Мир, 1974.
49. *Хорева Б. Я.* Петрологические особенности зон смятия и характер связи их с глубинными разломами.— В кн.: Глубинные разломы. М. : Недра, 1964.
50. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР.— Киев : Наук. думка, 1972.
51. *Чекунов А. В. и др.* Глубинные разломы Северного Причерноморья и сдвиговые перемещения по ним.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11.
52. *Чекунов А. В.* О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины).— Геотектоника, 1967, № 3.
53. *Чекунов А. В.* Некоторые вопросы тектогенеза и эволюции земной коры.— Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 26.
54. *Чекунов А. В. и др.* Стратификация осадочного слоя и возраст Черноморской впадины.— В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины.— М. : Наука, 1975.
55. *Чекунов А. В., Рябчун Л. И.* Некоторые вопросы формирования Черноморской впадины и ее геотектонические особенности в неогене и антропогене.— Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 39.
56. *Чекунов А. В., Кучма В. Г.* О тектонической раздробленности земной коры.— Докл. АН СССР, 1977, **232**, № 6.
57. *Чекунов А. В., Кучма В. Г.* О глубинной асимметрии геологических структур.— Докл. АН СССР, 1977, **233**, № 1.
58. *Чекунов А. В., Кучма В. Г.* О наклонах глубинных разломов.— Докл. АН СССР, 1978, **238**, № 6.
59. *Шейнманн Ю. М.* Некоторые черты связей магмы и тектоники. Геотектоника, 1967, № 5.
60. *Шейнманн Ю. М.* Новая глобальная тектоника и действительность.— Бюл. МОИП, отдел. геол., 1974, № 1.
61. *Шумянский В. А., Анисимов В. А., Уралов В. А., Митрофанова А. И., Муравейник Ю. А.* О древнекиммерийской активизации и металлогении западного склона Украинского щита.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 3.
62. *Bleuhu M. D., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S.* Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an «island arc».— Journ. of Geophys. Res., 1973, **78**, N 23.
63. *Boccaletti M., Elter P., Guazzone G.* Plate tectonic models for the development of the western Alps and Nothern Appenines.— Nature, 1971, **234**.
64. *Dewey I. F., Pitman III W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine System.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, **84**, N 10.
65. *Enescu D., Cornea I., Constantinescu P., Radulescu F., Patrut S.* Structura scoartei terestre si a mantalei superioare in zona curburii Carpatilor.— Studii cercet. geol., geofiz., geogr., ser. geofiz., 1972, **10**, N 1.
66. *Hedervari P.* A comparison between the Carpatho — Pannon — Dinaride area and the Philippine basin from the geophysical—volcanological point of view.— Acta Geol. Acad. Sci. Hunger., 1974, **18**, N 1—2.
67. *Herz N., Savu H.* Plate tectonics history of Romania.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, **85**, N 9.
68. *Hsü K. J., Nachev I. K., Vuchev V. T.* Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics.— Tectonophysics, 1977, **40**, N 3/4.
69. *Josef T., Josif S.* Energy study of the earthquake from the Vrancea region. Data about upper mantle.— Rev. Roum geol., geophys., geogr., ser. geophys., 1973, t. **17**, N 1.
70. *Keith M. L.* Ocean floor convergence: a contrary view of global tectonics.— Journ. Geol., 1972, **80**, N 3.
71. *Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift.—Journ. Geophys. Res., 1968, **73**, N 12.
72. *McConnel R., Taggart — Cowan J.* Crustal seismic refraction profiles.— A compilation. Scientific Report Inst. of Earth Science the University of Toronto, 1964, N 8.
73. *McKenzie D. P.* Plate tectonics of the Mediterranean region.— Nature, 1970, **226**.
74. *Morgan W. J.* Rises, trends, great faults and crustal blocks.— Journ. Geophys. Res., 1968, **73**, N 6.
75. *Ney R.* Tectogenesis of the Carpathians in the light of new tectonics of the Eearth's globe.— Mat. i Prace Inst. Geofiz. (Publs. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci.), 1975, **82**.
76. *Olzak G., Thierbach H.* Einige geologisch — geophysikalische Structurelemente der Norddeutsch — Polnischen Senke und ihre möglichen Beziehungen zu Tiefenbau und Entwicklung diesses Krustenabschnitts.— Zeitschr. geol. Wiss, 1973, **1**, N 2.
77. *Smith A. G.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys Mediterranean and Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, **82**, N 8.
78. *Szadeczky — Kardoss E.* The role of subductions in geodynamic computation.— Acta Geol. Acad. Sci. Hunger., 1974, t. **18**, N 1—2.
79. *Szenas G.* The Carpathian system and global tectonics, 1972, **15**, N 4.
80. *Thierbach H.* Zur Entwicklung globaltectonischer Anshaungen und deren Einfluss, auf die Interpretation tectonischer Hauptelement Mitteleuropas.— Zeitschr., geol. Wiss., 1975, **3**, N 4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии обобщены результаты исследований методом ГСЗ, полученных главным образом в последние 10—15 лет на территории Центральной и Восточной Европы по международным программам КАПГ,ЕСК и КБГА.

Методика полевых исследований ГСЗ во всех странах была в основном однотипной и базировалась на непрерывном профилировании. Это позволило детально проследить главную сейсмическую границу земной коры — поверхность Мохо, выявить разрывные нарушения по ней и получить данные о ее природе.

На многих профилях ГСЗ, кроме системы годографов, рассчитанных на прослеживание поверхности Мохо, применялась более детальная сеть годографов по методике КМПВ. В этом случае детальность исследований верхней части земной коры существенно возрастала.

Такая комбинированная система наблюдений и использование для интерпретации всех типов волн (головных, рефрагированных, отраженных, дифрагированных и др.) позволила осветить многие детали строения земной коры и верхней мантии. В первую очередь это относится к выделению разломов, определению отдельных блоков земной коры, выявлению волноводов в толще коры и других элементов глубинного строения.

В связи с применением метода общей глубинной точки, выполненного пока в небольшом объеме в некоторых странах, открываются значительные перспективы повышения детальности изучения консолидированной коры.

В отличие от предыдущих обобщений авторы монографии стремились привлечь для создания моделей земной коры результаты и других геофизических методов, при этом в комплексных интерпретациях данным глубинного сейсмического зондирования по праву принадлежало ведущее место.

Основными результатами сейсмических исследований методом ГСЗ является выяснение закономерностей строения земной коры вдоль пяти геотраверсов, пересекающих главные тектонические регионы Центральной и Восточной Европы и составление общей структурной схемы по поверхности Мохо для всей территории.

На основании этих данных можно выявить несколько мегаблоков, которые отличаются друг от друга по толщине коры, причем границы между мегаблоками представляют собой протяженные линеаменты, по которым резко изменяется мощность коры с амплитудой смещения поверхности Мохо до 20 км. Первый мегаблок с «толстой» корой (40 и более километров) включает всю древнюю Восточно-Европейскую платформу и полосу шириной порядка 100 км, обрамляющую платформу с юга и юго-запада. Второй мегаблок с «тонкой» корой (30 и менее километров) характеризует Северо-Германскую впадину, эпиварийсцийскую платформу, Чешский массив, Паннонскую впадину, внутренние зоны Западных Карпат и Динарид, Южные Карпаты, Мизийскую платформу и Черноморскую впадину. Далее на юг расположен третий мегаблок с «толстой» корой, включающий Альпы, Внешние Динариды, Родопский массив и район Анатолии. И, наконец, четвертый (с «тонкой» корой) характеризует Адриатическое море и восточную часть Средиземного моря.

В результате проведенных исследований установлено, что переход от коры к мантии разнообразен. В отдельных регионах ему соответствует одна сейсмическая граница первого рода, на которой резко увеличивается скорость распространения упругих колебаний. В большин-

стве районов он осуществляется через сложную и весьма мощную переходную зону с рядом сейсмических площадок или границ, характеризующихся примерно одинаковыми свойствами.

Между этими площадками располагаются породы с иными, часто пониженными значениями упругих параметров. Таким образом, в рассматриваемых районах зона перехода от коры к мантии представляет собой своеобразный «слоистый пирог» из чередующихся высоко- и низкоскоростных пропластков. На участках пересечения различных по возрасту тектонических структур наблюдаются несколько границ М. В ряде случаев границы-«двойники» раздела М имеют иные скоростные характеристики.

Так, под Карпатами, местами под Днепровско-Донецкой впадиной и в других регионах выявлены границы, ниже которых скорость составляет 7,4—7,6 км/с, что, по-видимому, соответствует коромантийной смеси пород (граница К — М). Сопоставление данных ГСЗ с приповерхностной геологией позволяет по совпадению верхнего и глубинного структурных планов определить возраст разделов М, особенно там, где их несколько. На основании таких сопоставлений и общего анализа материала составлены схемы изоглубин разновозрастных разделов М. Такие схемы позволяют существенно уточнить многие тектонические построения, сделанные только по геологическим материалам, или даже пересмотреть их.

Сопоставление данных ГСЗ с результатами других геофизических исследований намного повышают достоверность и полноту информации о структуре земной коры. Это особенно важно для построения детальных и общих моделей земной коры.

Комплексная интерпретация проведена для ряда регионов (Западные Карпаты, Балканиды, Чешский массив и др.) и отдельных профилей. В вопросах комплексной интерпретации материалов еще многое дискуссионно. Сложные проблемы возникают также при межрегиональных сопоставлениях данных различных геофизических методов.

Совместное рассмотрение структурных схем по границе Мохо и поверхности фундамента позволило выявить основные закономерности изменения мощности консолидированной коры и определить некоторые зависимости между рельефом ее кровли и подошвы. Установлена непосредственная связь между рельефом границы Мохо и тепловым потоком с учетом времени образования приповерхностных геологических структур. Однако с другими геофизическими полями не обнаруживается столь сравнительно простых корреляций, например между глубинами до раздела М и интенсивными магнитными аномалиями. Вопрос о применимости идей новой глобальной тектоники на рассматриваемой территории весьма дискуссионен. Несомненно, что на региональном материале использование этих идей сталкивается с очень большими, иногда непреодолимыми трудностями. Это, однако, не дискредитирует полностью сами идеи, поскольку они, вероятно, вполне удовлетворительно могут применяться в других, особенно океанических районах земного шара, или при объяснении глубинных процессов более крупного, чем коровый, масштаба. Изучение данных вопросов и неизбежная при этом дискуссия, несомненно, будут полезны для общего продвижения вперед.

Авторы считают, что данная монография является итогом определенного этапа в изучении земной коры и верхней мантии.

В дальнейшем исследования, видимо, необходимо проводить по целому ряду направлений. В первую очередь следует уделить большое внимание комплексной интерпретации геофизических и геологических данных с целью всестороннего изучения земной коры, в большом объеме проводить детальные исследования верхней части земной коры для установления взаимосвязи верхних горизонтов с глубинными слоями земной коры и мантии. Поэтому рационально применять метод общей глубинной точки, на основании которого можно с большой точностью определять структуру всей толщи коры.

С целью установления общих закономерностей развития земной коры требуются более точные данные о структуре и физическом состоянии верхней мантии, для чего следует использовать метод глубинного сейсмического зондирования с удлиненными ветками годографов (до 600—1000 км).

Такой комплекс исследований, видимо, позволит ответить на целый ряд теоретических и практических вопросов о структуре и развитии земной коры.

И, наконец, последнее пожелание авторов. Была бы очень полезной и важной подобная монография для территории всей Европы и окружающих ее морей.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава 1

Структура земной коры вдоль основных геотраверсов Центральной и Восточной Европы по данным ГСЗ

Геотраверс I. Альпы — Балтийское море — Баренцево море (А. Гутерх, И. В. Литвиненко, Л. Н. Платоненков, Р. Матежок, Я. Пайхель, Э. Перхуць, Б. Беранек, М. Зоункова) 7

Геотраверс II. Адриатическое море — Карпаты — Балтийский щит (К. Пожгай, И. В. Литвиненко, Л. Н. Платоненков, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Л. И. Гонтовая, Л. Т. Калюжная, В. С. Гейко, Л. П. Ливанова, Э. Митух, И. Альбу, Т. Драгашевич, Б. Андрич) 11

Геотраверс III. Черное море — Полярный Урал (Н. А. Беляевский, М. А. Бородулин, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, Н. Е. Гринь, А. В. Егоркин, Е. А. Попов, В. Д. Омельченко, В. Б. Соллогуб, Н. В. Соллогуб, А. В. Чекунов) 15

Геотраверс IV. Северо-Германская впадина — Свентокшиские горы — Украинский щит (Х. Милицер, И. В. Померанцева, М. К. Полшков, А. Н. Мозженко, К. Шмит, В. Хеккелер, В. Ланге, Р. П. Эйсберг, Д. Кернер, А. Гутерх, Р. Матежок, Я. Пайхель, Э. Перхуць, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, А. А. Трипольский, В. А. Бабинец, В. С. Гейко, Л. П. Ливанова) 18

Геотраверс V. Северо-Германская впадина — Рудные горы — Чешский массив — Паннонский массив — Южные Карпаты — Горный Крым (А. Затопек, Х. Милицер, Б. Беранек, М. Зоункова, Е. Митух, К. Пожгай, И. Корня, П. Константинеску, Ф. Радулеску, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Н. В. Соллогуб) . . . 23

Глава II

Структура земной коры и верхней мантии основных тектонических регионов

Восточно-Европейская платформа . . . 27

Основные черты внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы (Р. А. Гафаров) 27

Строение земной коры и верхней мантии Восточно-Европейской платформы по сейсмологическим данным (Л. Н. Пашкова, Г. П. Проскурякова, Е. Ф. Саваренский) 31

Строение земной коры Восточно-Европейской платформы по данным взрывной сейсмологии (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, А. Гутерх) 38

Урал 43

Структура земной коры Урала по данным ГСЗ (Н. И. Халевин, В. С. Дружинин, А. Н. Антоненко) 43

Сейсмическая модель осевой части Урала (Н. И. Халевин, А. Л. Алейников, Н. И. Немзоров) 47

Эпипалеозойская платформа 49

Строение земной коры эпиварисцийской платформы Центральной и Западной Европы (А. Гутерх) 49

Строение земной коры Чешского массива (Б. Беранек, А. Дудек) 52

Мизийская платформа (Хр. Дачев, И. Корня) 59

Альпийский складчатый пояс 68

Кавказ 69

Результаты комплексной геолого-геофизической интерпретации Кавказского региона (Ш. А. Адамия, Б. К. Балавадзе, М. С. Иоселиани, Г. Ш. Шенгелия) 69

Дисперсия поверхностных сейсмических волн и строение земной коры Кавказа (Е. Ф. Саваренский, Л. И. Сихарулидзе, А. Х. Баграмян) 72

Глубинное строение Крымского полуострова (Н. В. Соллогуб) 78

Карпаты 84

Структура земной коры Западных Карпат (А. Затопек, М. Зоункова, Б. Беранек, В. Чермак, А. Дудек, О. Фусан, О. Праус, В. Петр, И. Печова) 84

Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат (В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко, С. Н. Кулик, Л. П. Ливанова, И. К. Пашкевич, И. И. Рокитянский, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов) 89

Динариды (Т. Драгашевич) 98

Сейсмогенные зоны на территории Югославии (Д. Просен, Б. Сикошек) 101

Паннонский срединный массив (К. Пожгай) 103

Балканиды (Хр. Дачев) 105

Глубинное строение срединных массивов Альпийской области Балканского полуострова и западной Анатолии (Хр. Дачев) 109

Литература к главе II 113

Глава III

Структура основных границ земной коры и геофизические поля

Поверхность фундамента (А. В. Чекунов, О. М. Харитонов, Хр. Дачев, К. Пожгай, В. Ланге, Л. Кернер, В. Хеккелер, Я. Скорупа, П. Константинеску, П. А. Блохин, М. А. Бородулин, Л. Т. Калюжная, Г. В. Краснопевцева, Н. В. Неволин, И. В. Померанцева, М. И. Разинкова, В. Б. Соллогуб, А. Затопек, Б. Беранек, Т. Драгашевич, Б. Андрич 118
Раздел Мохоровичича (В. Б. Соллогуб, Хр. Дачев, Ив. Петков, К. Пожгай, Х. Милицер, Р. Ойсберг, А. Гутерх, И. Перхуць, И. Корня, П. Константинеску, М. А. Бородулин, Г. В. Краснопевцева, И. В. Литвиненко, Ю. П. Непрочнов, И. В. Померанцева, М. И. Разинкова, А. В. Чекунов, И. И. Халевин, Б. Беранек, Д. Просен, Т. Драгашевич, Б. Андрич 123
Сейсмогенные структуры (Ю. К. Щукин) 126
Тепловое поле (Р. И. Кутас, Е. А. Любимова, Н. Б. Смирнов) 129
Электромагнитные исследования (И. И. Рокитянский, А. Адам, Г. Порстендорфер, Е. Риттер, Г. Фанзелау, И. Янковский, А. Соаре, Л. Станика, В. Стефлеа, А. П. Бондаренко, А. А. Ковтун, И. М. Логвинов, В. М. Максимов, А. П. Пинчук, Я. Печева, О. Праус 132
О строении астеносферы по данным геомагнитного профилирования (А. П. Бондаренко) 134
Современные движения земной коры (В. И. Сомов) 139
Литература к главе III 143

Глава IV

Общие закономерности строения земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы.

Районирование Центральной и Восточной Европы по толщине земной коры и возрасту ее основания (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов) 147
Типизация разрезов земной коры (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов) 156
Особенности перехода от коры к мантии (А. Гутерх, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов) 158
Сопоставление структурных схем по кровле и подошве консолидированной коры (О. М. Харитонов, А. В. Чекунов, В. Б. Соллогуб) 160
Сопоставление рельефа раздела М с некоторыми геофизическими полями (Р. И. Кутас, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, О. М. Харитонов) 167
Сопоставление структуры раздела М с размещением *отдельных видов полезных* ископаемых (В. А. Бабинец) . . . 173
Разломы и особенности их проявления *в литосфере* (А. В. Чекунов, В. Б. Соллогуб, О. М. Харитонов, В. Г. Кучма) 174
Строение земной коры, геология Юго-Восточной Европы и новая глобальная тектоника (А. В. Чекунов) 182
Влияние Средиземноморского складчатого пояса на краевую часть Восточно-Европейской платформы 197
Литература к главе IV 201
Заключение 203

ВСЕВОЛОД БОРИСОВИЧ СОЛЛОГУБ
АЛЕКСАНДР ГУТЕРХ
ДРАГУТИН ПРОСЕН
и другие

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Печатается по постановлению ученого совета Института геофизики им. С. И. Субботина АН УССР

Редакторы
А. В. Смирнова, Л. А. Левчук
Оформление художника
В. Г. Самсонова
Художественный редактор
В. М. Тепляков
Технические редакторы
И. Н. Лукашенко, А. М. Капустина
Корректоры
Д. Я. Кашпер, Л. Г. Бузиашвили

Информ. бланк № 2657.

Сдано в набор 23.04.79. Подп. в печ. 23.11.79. БФ 00704. Формат 70x108/16. Бумага типогр. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Физ. печ. л. 13,5+32 л. карт. Усл. печ. л. 18,9+44,8. Уч.-изд. л. 20,86+32,65. Тираж 1000 экз. Зак. 9—1116. Цена 4 руб. 50 коп.

Издательство «Наукова думка». 252601, Киев, ГСП, ул. Репина, 3.

Изготовлено Нестеровской городской типографией Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров, ул. Горького, 8) с матриц головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, 252057, (г. Киев, 57, Довженко, 3), зак. 487.

3646