Н.А. БЕЛЯЕВСКИЙ

ЗЕМНАЯ КОРА В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ СССР

Н. А. БЕЛЯЕВСКИЙ

55.24+551.14

ЗЕМНАЯ КОРА В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ СССР

1061



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА·1974

УДК 551.241(47 + 57)

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974, 280 с.

На основании сейсмических, других геофизических и геологических исследований рассмотрено строение земной коры распространенных на территории СССР разновозрастных складчатых систем, эпипалеозойских и докембрийских плит, а также структур области сочленения Евразии с Тихим океаном. По геофизическим данным представлена стратификация тектоносферы, приведены материалы о физических характеристиках слоев земной коры и верхней мантии, их вещественном составе, природе глубинных границ и закономерностях распределения мощностей земной коры и форм соотношений геологических структур с глубинными структурами, устанавливаемыми по геофизическим данным. Охарактеризованы вопросы строения земной коры минерагенических провинций, зон, рудных узлов и рудоконтролирующих разломов.

Работа рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, работающих в области регионального геологического и геофизического изучения страны, преподавателей вузов и студентов старших курсов геологических и геофизических специальностей.

Таблиц 23, иллюстраций 77, список литературы 353 названия.

Б $\frac{0292-108}{043(01)-74}$ 28—73

© Издательство «Недра», 1974

Николай Андреевич Беляевский

ЗЕМНАЯ КОРА В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ СССР

Редактор издательства З. А. Смирнова. Переплет художника В. Н. Тикунова.
Технический редактор Л. В. Дунаева. Корректор В. И. Ионкина.

Сдано в набор 18/X 1973 г. Подписано в печать 21/II 1974 г. Т-04808. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 18,25 с двумя вклейками. Усл. п. л. 25,55. Уч.-изд. л. 28,11. Тираж 2700 экз. Заказ № 621/4383—1. Цена 3 р. 14 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Расширение знаний о строении и составе земных недр связано с требованиями теории и практики геологических работ, необходимостью разработки прогнозов скрытых на глубине месторождений полезных ископаемых, исследования проблем сейсмической опасности и изучения фундаментальных основ современной геологии.

До недавнего прошлого конкретные геологические данные о строении Земли были ограничены глубинами 3—5 км в горных областях, 2—3 км на равнинах и всего лишь несколько метров на дне океанов. Все, что расположено глубже, являлось областью более или менее вероятных предположений, основанных преимущественно на материалах общих сейсмологических наблюдений, если не считать немногих скважин, достигших глубин 7—8 км. Это положение начало изменяться 20—25 лет назад, когда достижения геофизики, приборостроения и машиностроения открыли возможность изучения глубинных недр с помощью новых методов исследований. Особенно важными явились методы глубинных сейсмических исследований и магнито-теллурического зондирования, изучение физических свойств горных пород и минералов, а также их фазовых преобразований в условиях высоких температур и давлений, ядерно-физические и ядерно-химические методы определения радиоактивных и других элементов и высокоточные методы разностороннего изучения тонких минеральных включений.

Конструкторские методические разработки в области техники бурения показали принципиальную возможность непосредственного проникновения в глубь Земли до 15 км по осадочным и кристаллическим породам на континенте и до глубин 9—10 км с плавучих оснований в открытом океане. Проекты вскрытия больших глубин с помощью буровых скважин уже вступили в фазу практического исполнения. В настоящее время на континенте пробурены скважины глубиной свыше 9 км и начали разбуриваться породы, слагающие дно открытого океана.

Использование новых методов исследований в СССР и за рубежом привело к притоку многочисленных фактических данных о строении и составе глубинных недр. Обширный новый материал заставил радикально пересмотреть ранее сложившиеся представления о физическом состоянии, структуре и составе земной коры и ее субстрате и послужил основой для создания новых гипотез и теорий. К их числу относятся: гипотеза А. П. Виноградова о зонном плавлении земного вещества и выделении из него земной коры, развитая и дополненная В. А. Магницким и А. А. Ярошевским; гипотезы В. В. Белоусова и В. Е. Хаина об эндогенных режимах и механизме становления крупных геологических структур; гипотезы формирования магматических расплавов и магматических формаций, развитые Ю. А. Кузнецовым, Н. И. Хитаровым, Ю. М. Шейнманном и другими исследователями; теория распределения и взаимосвязи фаций метаморфизма в земной коре и верхней мантии, разработанная В. С. Соболевым и его учениками .Эти и другие научные положения являлись исходными в данной работе.

Приток новых фактических данных привел также к представлениям о глобальной тектонике плит, о возникновении и развитии в мантии конвективных ячеек и о расширении земного шара как о ведущих процессах образования и развития земной коры и ее субстрата. Однако неполнота исходных данных и нередко прямое несоответствие этих гипотез фактическому материалу заставляют относиться к ним настороженно. Сейчас преждевременны какие-либо практические выводы из этих гипотез, которые могли бы быть использованы для целей конкретного анализа глубинной структуры территории СССР. Поэтому в предлагаемой работе указанные гипотезы не рассматриваются.

Изучение глубинных недр в СССР и за рубежом во многом выполнялось в связи с предложенной в 1960 г. международной программой исследований «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры» («Проект верхней мантии»). Ей предшествовали исследования в связи с Международным

еофизическим годом. В настоящее время изучение глубинных недр в СССР выполняется по государственным планам и в соответствии с новой международной программой «Геодинамического проекта».

Наибольший объем проведенных в СССР работ по изучению земной коры выполнен с использованием методов глубинных сейсмических исследований. Они были начаты в 50-х годах в южных районах страны и на акваториях дальневосточных морей и проводятся ежегодно по настоящее время. В последние годы глубинные исследования земной коры вошли в состав региональных геофизических работ, которыми постепенно охватывается вся территория страны. В этой связи необходимо отметить значительный творческий вклад В. В. Федынского в их постановку и направление. В течение последних 7—8 лет глубинные сейсмические исследования проведены во многих районах, что позволило осветить строение земной коры значительной части крупных геологических структур территории СССР.

Накопленные почти за четверть столетия материалы глубинного сейсмического изучения вместе с результатами других региональных геофизических и геологических исследований глубинных недр по состоянию на 1973 г. были положены в основу данной монографии. Для более полного освещения особенностей строения земной коры территории СССР автором также учтены материалы о строении земной коры по сопредельным регионам Европы и Азии.

Описание строения земной коры построено по структурно-тектоническому принципу. При этом использованы разработанные в последние годы А. А. Богдановым, М. В. Муратовым, Т. Н. Спижарским, В. Е. Хаиным, А. Л. Яншиным и А. В. Пейве основы тектонического районирования страны. В соответствии с этим описание строения земной коры представлено раздельно для разновозрастных складчатых областей и складчатых систем, эпипалеозойских и докембрийских плит и котловин внутренних и дальневосточных окраинных морей. Отдельно в сравнительном плане рассмотрены основные черты строения земной коры минерагенических провинций, зон, узлов и положение рудоконтролирующих разломов.

Специальная глава посвящена рассмотрению земной коры в целом. Она не претендует на исчерпывающую полноту и призвана представить общие сведения о геофизических характеристиках мощности земной коры, ее строении и составе. В работу также включена первая сводка региональных материалов о физических свойствах и вещественном составе верхней мантии на территории СССР с целью более четкого определения связей земной коры с ее субстратом. Такое построение работы определило необходимость использования большого количества литературных источников. Из них в прилагаемый список литературы представилось возможным включить главным образом работы, опубликованные в последние годы. Подробный список более ранних публикаций приведен в известном труде А. А. Борисова «Глубинное строение территории СССР по геофизическим данным» (М., «Недра», 1967) и в других сводных исследованиях, включенных в прилагаемый список литературы. Из геологических источников, кроме указанных в списке литературы, широко использованы тома издания «Геология СССР», опубликованные с 1968 по 1972 г.

В данной работе рассмотрены различные корреляционные зависимости и статистические подсчеты, выполненные с участием Л. Г. Колодяжной, Т. Е. Люстих, Н. А. Малявиной и Ю. К. Щукина. Им автор выражает свою признательность за эту большую и трудоемкую работу. Автор также благодарит своих коллег А. А. Борисова, И. С. Вольвовского, В. З. Рябого и Ю. К. Щукина за неизменное содействие в синтезе материалов о глубинном строении территории СССР, результаты которого использованы в этой работе, и С. П. Петрову за постоянную помощь в ее подготовке.

ГЛАВА I

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Работы по изучению строения и мощности земной коры в СССР сейсмологическими методами были начаты в начале 30-х годов, когда в 1932 г. Н. В. Райко на основании интерпретации волн от землетрясений для Кавказа выполнила первые определения глубин до поверхности Мохоровичича (поверхности М). В конце 30-х годов в более широком плане аналогичные работы выполнены Е. А. Розовой также для Кавказа и затем для Тянь-Шаня. Первые опыты использования записей волн от промышленных взрывов для изучения мощности земной коры в те же годы были поставлены Е. А. Коридалиным на юге Среднего Урала (Коркино) и в районе Тулы. В результате этих ранних исследований коры были получены значительно осредненные данные, что также в общем являлось типичным и для результатов аналогичных работ, выполнявшихся в те годы за рубежом.

Для изучения проблем строения и развития земных недр и решения задач сейсмического районирования требовались более детальные материалы. В связи с этим в 30-е годы Г. А. Гамбурцев начал разработку нового геофизического метода изучения земной коры — метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Опытные работы по этому методу Г. А. Гамбурцев провел в 1934 г. в районах Серпухова и Коврова. Затем они были продолжены в Грузии, где в районе Анаклия в 1948 г. был получен первый в СССР длинный годограф глубинных волн (140 км). Этот год принято рассматривать в качестве даты создания метода ГСЗ, ставшего основным в нашей стране при изучении строения глубинных недр до глубин порядка 80—100 км на континенте и 25—35 км в акваториях.

Метод ГСЗ в экспериментальных целях использовался для изучения коры в Северном Тянь-Шане, в Западной Туркмении и на Памире. Здесь были получены первые фундаментальные материалы, вошедшие в основной фонд данных о глубинной структуре земной коры в СССР. Ю. Н. Годин в 1956 г. на материалах своих работ в пределах Волго-Уральской антеклизы показал возможность применения корреляционных схем наблюдений вдоль профилей глубинных сейсмических исследований при региональном изучении глубинных недр. Разработка метода ГСЗ применительно к изучению коры акваторий выполнена Е. И. Гальпериным и И. П. Косминской и затем успешно опробована в пределах Каспийского, Черного, Охотского и Японского морей. Разработка метода ГСЗ для рекогносцировочных исследований глубинного строения земной коры в трудных физико-географических условиях восточных и северных районов страны принадлежит Н. Н. Пузыреву. Эта разработка, получившая название «методики точечных сейсмических зондирований», в последнее десятилетие

с успехом используется при изучении глубинных недр Западной и Восточной Сибири.

Для развития метода ГСЗ важное значение имели теоретические исследования Г. И. Петрашеня, позволившие обосновать представление о коре как о сложной слоистой среде, а также работы А. С. Алексеева, И. С. Берзон и ряда других ученых в области решения интерпретационных задач сейсморазведки и теории распространения сейсмических волн. Значительный интерес представляют работы И. В. Литвиненко на Кольском полуострове, которые доказали принципиальную возможность выделения крутопадающих глубинных границ в толще кристаллических пород. Современное состояние метода ГСЗ рассмотрено И. П. Косминской, а вопросы построения сейсмической модели земной коры — И. Н. Галкиным.

Основы изучения структуры коры территории СССР методом ГСЗ были заложены в результате проведения сейсмических исследований вдоль профилей большой протяженности. Такие работы впервые стали выполняться в 50-х годах Б. С. и И. С. Вольвовскими, В. З. Рябым и их коллегами на западе Средней Азии, Д. Н. Казанли, А. А. Поповым, А. Н. Антоненко и др. в Центральном Казахстане, Ю. Н. Грачевым, И. В. Литвиненко и др. в пределах восточной части Балтийского щита. Начатые в те же годы В. Б. Соллогубом, С. И. Субботиным, Н. И. Павленковой и др. и продолжающиеся в настоящее время глубинные сейсмические исследования на Украине характеризуются своей направленностью на изучение региональных геологических задач. Именно с этой целью здесь не только выполнены исследования глубинного строения отдельных крупных геологических структур, но и проведены работы, обеспечившие специальное изучение глубинной структуры тектонических зон. С этого начались систематические сейсмические исследования глубинных недр СССР в региональном плане.

Почти за четверть века использования метода ГСЗ для изучения строения земной коры на территории СССР и в пределах омывающих морей получено свыше 220 сейсмических разрезов общей протяженностью более 60 тыс. км.

Основной вклад в изучение глубинных недр с помощью ГСЗ на территории СССР и в пределах акваторий внутренних и окраинных морей внесли: Г. И. Аксенович, А. Н. Антоненко, Г. Д. Бабаян, П. С. Вейцман, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, Е. И. Гальперин, И. А. Гаркаленко, В. П. Гончаров, Ю. Н. Грачев, Н. И. Давыдова, Ю. Б. Демиденко, В. С. Дружинин, А. В. Егоркин, С. М. Зверев, Н. П. Иванова, Д. Н. Казанли, Ю. Г. Киселев, М. В. Ковылин, И. П. Косминская, Р. М. Кракшина, Г. В. Краснопевцева, С. В. Крылов, И. В. Литвиненко, Я. П. Маловицкий, Г. Г. Михота, К. А. Некрасова, Ю. П. Непрочнов, В. А. Пак, А. П. Панкратов, И. В. Померанцева, А. А. Попов, Е. А. Попов, С. В. Потапьев, Н. Н. Пузырев, И. К. Пушкарев, М. М. Раджабов, Р. Р. Ригер, В. З. Рябой, В. Б. Соллогуб, Б. Д. Требукова, Ю. В. Тулина, В. С. Утнасин, К. Е. Фоменко, Н. И. Халевин, Б. А. Хариков, Б. А. Хрычев, С. С. Чамо, А. В. Чекунов, В. И. Шацилов, Ю. Г. Юров и др.

В дополнение к изучению коры с помощью ГСЗ в 50-х и 60-х годах в результате интерпретации записей упругих волн от крупных промышленных взрывов были получены новые данные о мощностях и строении коры тех районов, где ГСЗ не производились. Это относится к некоторым районам Сибири (И. К. Туезов), Прибайкалья (С. И. Голенецкий), Алтае-Саянской горной области (Н. Д. Жалковский и др.), Кузнецкого Алатау (А. А. Дергачев, Е. В. Крылов, С. И. Массарский, Г. М. Цибульчик и др.), к Среднему и Южному Уралу (Н. И. Халевин и др.), западным отрогам Срединного Тянь-Шаня (В. И. Бунэ, Е. М. Бутовская, В. И. Уломов), к районам Закавказья (Е. А. Коридалин, Г. К. Твалтвадзе, Г. Ш. Шенгелая и др.).

Одновременно с исследованиями коры с помощью методов взрывной сейсмологии проводилось ее изучение по данным регистрации сейсмических волн от землетрясений. Такие исследования выполнялись как вдоль сечений большой протяженности, так и на отдельных площадях. К первой группе исследований относятся работы В. Ф. Бончковского, который по материалам анализа

общей сейсмологии в конце 40-х годов дал первую оценку средней мощности коры вдоль субширотного сечения территории страны. По сравнению с результатами более поздних исследований полученные им мощности коры оказались заниженными примерно на 10 км.

Вопросам изучения средних мощностей коры по данным дисперсии поверхностных волн Лява и Релея для магистральных сечений всей территории СССР и ее восточных и юго-восточных частей посвящены работы Е. Ф. Саваренского, Б. Н. Шечкова, О. Н. Соловьевой и ряда других исследователей. В результате по независимым от ГСЗ данным были подтверждены представления о региональной субгоризонтальной расслоенности коры и получены материалы для оценок средних мощностей коры для крупных регионов страны.

Пространственные и точечные исследования строения и мощности коры по материалам изучения упругих волн от землетрясений выполнялись в районах: Байкала и Забайкалья (А. А. Тресков), Северо-Востока (А. А. Николаевский), Байкала (С. И. Голенецкий), Алтае-Саянской горной области (С. И. Масарский, Ф. С. Моисеенко), Тянь-Шаня и Памира (В. Н. Крестников, И. Л. Нерсесов), Таджикской депрессии (В. К. Кулагин и др.), западной части Срединного Тянь-Шаня (В. И. Уломов), Кавказа и Закавказья (А. Я. Левицкая, Б. К. Твалтвадзе, Г. Ш. Шенгелая) и Карпат (С. В. Евсеев). В итоге проведенных работ были получены рекогносцировочные данные преимущественно о мощностях коры. Они не всегда сходны с данными о земной коре, полученными с помощью ГСЗ. Особенно значительны расхождения для Южного Байкала и его восточного побережья, где по сейсмологическим материалам мощность земной коры первоначально оценивалась в 60—70 км, а по данным ГСЗ оказалась равной 36—38 км. В других районах расхождения обычно не превышают ±5—6 км.

Лучше сходятся с материалами ГСЗ данные о строении коры, полученные при изучении обменных волн от землетрясений. Профильный вариант этой методики с применением серийно выпускаемой передвижной сейсмологической аппаратуры с 1956 г. стал использоваться Н. К. Булиным и Ю. И. Сытиным вначале на западе Средней Азии, а затем и в других районах. В результате в период до 1972 г. названные исследователи с участием В. И. Бубновой, Е. А. Проняевой и других геофизиков провели исследования коры в ряде районов Средней Азии, Рудного Алтая, Восточной Сибири и на Карельском перешейке. В общей сложности с помощью этой методики было получено более 10 разрезов коры протяженностью свыше 2500 км. На всех этих разрезах имеются данные о сейсмической расслоенности не только коры, но и верхней мантии до глубин порядка 150—200 км.

Детальные профильные исследования коры с использованием обменных волн от землетрясений в 60-х годах проводились Е. М. Бутовской в районах Ферганы и Кураминского хребта. Эти работы позволили установить весьма сложную слоистую структуру всей толщи коры, характеризующуюся значительными неоднородностями скоростных характеристик как по вертикали, так и по латерали.

Созданная в 1957 г. А. Н. Мозженко портативная сейсмологическая аппаратура «Земля» позволила существенно расширить возможности изучения глубинных недр путем использования обменных волн от землетрясений и взрывов. Первые опытные работы с этой аппаратурой выполнены Ю. Н. Годиным, В. И. Лыковым, А. Н. Мозженко в 1960 г. в Туркмении. В 1962 г. аппаратура «Земля» была разносторонне опробована И. В. Померанцевой и впервые использована для профильных исследований строения коры в районах юго-востока Волго-Уральской антеклизы и в Прикаспийской синеклизе. Этим доказана возможность ее использования для изучения коры и верхней мантии в разных структурно-геологических обстановках, включая равнинные платформенные пространства и горно-складчатые сооружения.

С помощью аппаратуры «Земля» получено более 50 разрезов коры и верхней части мантии общей длиной свыше 12 тыс. км. Авторами этих разрезов являются А. И. Димаков, Н. В. Егоркина, В. С. Крупская, В. И. Лыков,

Ю. В. Ознобихин, В. А. Пак, Л. А. Певзнер, И. В. Померанцева, И. В. Резвов, Г. И. Семенова, И. А. Соколова, В. Ф. Чекалев, И. В. Штутин, Л. С. Шумилина, Б. Е. Щербакова и др. С помощью аппаратуры «Земля» проведено детальное изучение глубинной структуры коры и изучение очаговых зон в Ташкентском (И. В. Померанцева и др.) и Алма-Атинском (Л. А. Певзнер и др.) сейсмоопасных районах.

По данным разных методов глубинных сейсмических исследований в настоящее время более полно охарактеризованы юго-западные и южные районы страны, а также внутренние и дальневосточные моря, менее изучено глубинное строение восточных районов СССР, слабо изученными остаются трудно доступные арктические территории, а также акватории северных морей.

В отличие от многих зарубежных материалов имеющиеся в СССР сейсмические материалы о глубинном строении коры получены по значительно более плотным системам наблюдений, что определяет их высокую представительность. При этом весьма важна обширная информация о скоростных параметрах, имеющихся на большинстве разрезов коры, построенных по данным ГСЗ.

Для целей прогнозного изучения строения и мощности коры Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаевым предложен метод многомерного корреляционного анализа, на основе которого впервые оказалось возможным обрисовать общие черты строения земной коры всей территории СССР, внутренних и окраинных морей.

При исследованиях глубинных недр определенное значение имеет изучение корреляционных связей между глубинами до поверхности М, высотами земного рельефа и аномалиями силы тяжести в редукции Буге. Работы в этой области проводились Б. А. Андреевым, В. З. Гурарием и И. А. Соловьевой, Р. М. Деменицкой, Н. А. Беляевским и многими другими исследователями. Материалы глобального изучения указанных корреляционных связей в виде графиков и эмпирических формул послужили основой для составления Р. М. Деменицкой первой для СССР и Мира в целом карты, на которой рельеф основания коры (поверхности М) изображен в виде изолиний глубин. Аналогичные карты позднее составлялись многими авторами для Урала, Кавказа и Закавказья, Средней Азии, Казахстана, Украины, внутренних и окраинных морей области сочленения Азиатского материка и Тихого океана, Балтийского щита и многих других регионов. При этом было выведено свыше 40 эмпирических формул, отражающих намечающиеся региональные зависимости между аномалиями силы тяжести Буге и глубинами до поверхности М по сейсмическим данным.

Дальнейшее изучение корреляционных связей этих характеристик как в глобальном, так и в региональном аспектах с учетом большого нового фактического материала показало, что ранее намеченные зависимости сохраняются лишь в общепланетарном масштабе и в общем слабо подтверждаются для равнинных и платформенных областей, где при малом размахе значений аномалии силы тяжести Буге глубины до поверхности М изменяются в широких пределах (Беляевский, Борисов, Федынский, 1972). Для горно-складчатых областей и акваторий внутренних и окраинных морей устойчивость ранее полученных корреляционных связей также оказалась не всегда удовлетворительной.

Более перспективным для составления карт рельефа поверхности М, а равно и ряда других карт, отображающих глубинное строение коры территории СССР, является использование сейсмических материалов в комплексе с другими геофизическими и геологическими данными. На этой основе для территории СССР были подготовлены сводные карты поверхности М (Борисов, 1967; Беляевский, Борисов, Вольвовский, 1967 и др.), а также карты, представленные в этой книге.

Результаты региональных геофизических исследований явились основой для фундаментальной монографии А. А. Борисова (1967) и ряда обобщающих работ Э. Э. Фотиади и его учеников о глубинной структуре территории СССР. Они также послужили базой для рассмотрения И. С. Вольвовским (1973) сейсмических характеристик коры в рамках всей страны. Сводные монографические работы о глубинном строении выполнены для Кольского полуострова и Карелии, Юга СССР, Сибирской платформы, Северо-Востока СССР, дальне-

восточных и внутренних морей, по островным дугам, северным морям и другим регионам. Общее количество работ, посвященных вопросам строения коры на территории СССР и в сопредельных морях, в настоящее время превышает тысячу публикаций. Из них в список литературы, приведенный в конце этой монографии, представилось возможным включить преимущественно издания последних лет.

По сравнению с корой верхняя мантия меньше привлекала внимание исследователей. Относительно более подробную сейсмологическую характеристику она получила лишь в области сочленения Азиатского материка и Тихого океана.

Материалы о строении, физических свойствах и вещественном составе глубинных недр использованы В. В. Белоусовым, В. А. Магницким, С. И. Субботиным, В. Е. Хаиным и другими исследователями для разработки общих представлений о структуре литосферы и динамике ее развития как во времени, так и в пространстве. Полученные названными исследователями данные послужили основой для изучения вопроса о связях геологических структур с глубинными структурами коры и верхней мантии, устанавливаемыми по геофизическим данным.

ГЛАВА II

СТРАТИФИКАЦИЯ ГЛУБИННЫХ НЕДР

К земной коре, или просто к коре, принято относить самую верхнюю часть твердой оболочки Земли, ограниченную снизу поверхностью М. В связи с таким определением водная толща океанов и морей обычно рассматривается отдельно, что затрудняет изучение ряда геофизических и геологических проблем. Вместе с тем водная толща играет существенную роль в формировании аномалий силы тяжести и распределении температур в недрах. Поэтому представляется целесообразным рассматривать в составе верхней оболочки Земли наряду с твердой корой и водную толщу, выделяя ее в качестве самостоятельного подразделения. Что касается твердой коры, то исходя из степени уплотнения слагающих ее пород, она и по геологическим, и по геофизическим данным распадается на две достаточно различные части, названные неконсолидированной толщей (осадочным чехлом) и консолидированной толщей.

В данной работе принята двухслойная модель консолидированной толщи коры, включающая гранитный и базальтовый слои. Такая модель широко применяется при исследованиях коры как в СССР, так и за рубежом. В общих чертах она удовлетворяет современным геологическим и геофизическим взглядам о глубинах распространения гранитных интрузий и представлениям о различных условиях проявления метаморфических процессов в литосфере.

В последние годы пытались уточнить номенклатуру слоев консолидированной толщи коры. Так, В. В. Белоусов (1966) предлагает название «гранитный» слой заменить названием «гранитно-гнейсовый», а в пределах базальтового слоя выделять гранулито-базитовый и гранулито-эклогитовый слои. Казахские геофизики («Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным», 1969) считают, что термин «гранитный» следует заменить на термины «осадочно-вулканогенно-гранитный», «вулканогенно-гранитный», «гранито-гнейсовый» и т. п., используя эти и другие аналогичные названия в зависимости от реального состава дислоцированных толщ. При этом они рекомендуют выделять и диоритовый слой.

Вопрос о выделении диоритового слоя в СССР был поднят Ф. С. Моисеенко (1970), который, следуя представлениям О. Фёрча, считал целесообразным расчленить гранитный слой на менее плотный (до 2,75 г/см^3) — собственно гранитный слой и более плотный (2,75—2,80 г/см^3) диоритовый слой. Ф. С. Моисеенко полагает, что состав диоритового слоя близко соответствует его названию. Однако по геологическим данным это представляется мало реальным, так как диориты в коре не образуют сколько-нибудь значительных скоплений.

Были предложены и другие названия для слоев земной коры, выделяемых по сейсмическим данным. Например, «габбровый слой» вместо «базальтового слоя» и др. Указанные и другие новые названия не снимают принципиального недостатка употребления петрографических наименований слоев коры, так

как при любом использовании петрографических терминов будет сохраняться большая доля условности в представлениях о реальном вещественном составе слоев коры и верхней мантии.

По-видимому, лучше всего было бы вообще отказаться от петрографической терминологии для обозначения слоев коры и присвоить им условные символы или индексы. Первые шаги в этом отношении были предприняты В. А. Городницкой и Р. М. Деменицкой (1968). Названные авторы вместо петрографических названий для сейсмических слоев коры предложили применять буквы латинского алфавита, а Н. К. Булин, Н. Я. Кунин, Ю. И. Сытин и другие исследователи — буквы русского алфавита. Однако эти, как и иные аналогичные предложения, пока не получили широкого распространения, и большая часть исследователей по-прежнему продолжает называть слои коры такими ставшими традиционными терминами, как «осадочный слой», «гранитный слой» и «базальтовый слой», что и определило широкое использование их в данной работе. Термины «гранитный» и «базальтовый» лишь в первом приближении отражают общие черты химического состава характерных для этих слоев пород.

В табл. 1 представлена схема стратификации коры и верхней мантии для континентальных структур СССР. По отношению к опубликованному ранее варианту этой схемы (Беляевский, Борисов, Вольвовский, 1967) она дополнена и откорректирована с учетом новых данных.

Под термином «стратификация» понимается наблюдаемое при геологических и геофизических исследованиях разделение верхней оболочки твердой Земли на залегающие в определенной последовательности такие ее подразделения, как толщи, слои и комплексы. При выделении толщ и слоев использованы геофизические, преимущественно сейсмические, данные; для выделения комплексов по возможности учтены также геологические данные, характеризующие их вещественный состав. Комплексы, выделенные для гранитного слоя, имеют реальное петрографическое содержание. Вещественный состав комплексов базальтового слоя и верхней мантии представляется в значительной мере гипотетичным.

В схеме стратификации не учтен отмеченный выше диоритовый слой. Этому слою, согласно предлагаемой схеме стратификации, должны соответствовать комплексы пород гранитного слоя, отличающиеся более высокими плотностными и скоростными параметрами. Основой схемы стратификации являются результаты статистического исследования скоростных и других параметров земной коры и верхней части мантии по имеющимся в СССР материалам геофизических и экспериментальных лабораторных работ.

Предлагаемая стратификация литосферы близка к схеме разделения земной коры (модели) В. В. Белоусова (1966) для земного шара в целом и может рассматриваться в качестве специальной разработки этой схемы для территории СССР.

По сейсмическим данным в земной коре наиболее отчетливо выделяются поверхность консолидированной толщи земной коры и поверхность М. Оба эти раздела отличаются резким увеличением значений скорости распространения сейсмических волн (на 1,0—2,0 км/сек и больше). Соответствующие этим разделам волны, как показал И. С. Вольвовский (1973), уверенно прослеживаются в пределах континентальной части СССР и в области омывающих ее окраинных и внутренних морей. От поверхности консолидированной толщи земной коры преимущественно регистрируются преломленные (слабо рефрагированные) волны, а от поверхности М как преломленные, так и отраженные (докритические и закритические). В некоторых районах поверхность М фиксируется либо только по преломленным волнам, либо только по отраженным. Возможно, это обусловлено неоднородным строением поверхности М и, в частности, наличием переходных слоев от коры к верхней мантии, которые в разных местах могут быть неодинаковыми, или вызвано особенностями рельефа поверхности М (например, ее «шероховатостью»).

В Средней Азии, на Кавказе и в других районах выше поверхности М установлены слои со скоростями 7,4—7,8 км/сек. Эти границы оказываются

Таблица 1

Схема стратификации и геофизические параметры тектоносферы (земной коры и верхней части верхней мантии)

Толща				Слой				Важнейшие литологические или петрографические комплексы, включая предполагаемые				Сейсмические границы	
Название, индекс	Мощность, км	Пластовая скорость, км/сек	Плотность, г/см³	Название, индекс	Мощность, км	Пластовая скорость, км/сек	Плотность, г/см³	Название, индекс	Мощность, км	Пластовая скорость, км/сек	Плотность, г/см³	Поверхность, индекс	Граничная скорость, км/сек
Водная (W)	0–11	1,48	1,00–1,03										
Осадочная (S), местами осадочно-вулканогенная, трапповая (SV)				Верхний (S_1)	0–26	3,5–4,0	2,00–2,55	Терригенный (trS_1)	0–26	3,0–3,35	2,30–2,50	твердой коры в океанах и морях (S^0_1)	2,5–3,0
								Карбонатный (cS_1)	До 4	3,5–4,0	До 2,7		
								Галогенный (glS_1)	До 4	3,0–4,0	2,20–2,70		
								Трапповый (νS_1)	До 3,5	4,0	До 2,6		
				Нижний (промежуточный) комплекс (S_2)	До 15	4,5	2,50–2,65	Осадочный (sS_2)	0–15	4,0–4,5	2,60–2,70	кровли нижнего слоя, промежуточного комплекса (S^0_2)	5,5–6,5
								Осадочно-вулканогенный ($s\nu S_2$)	До 5	4,5	2,7		
Консолидированная кора (K)–зона А, по Буллену	До 70	6,4–6,6	2,80–2,85	Верхний (K_1)	0–4,0	5,6–6,3	2,65–2,75	Осадочный (sK_1)	0–15	5,4–6,0	2,60–2,70	консолидированной коры (K^0_1)	6,2 ± 0,4
								Осадочно-эффузивный (seK_1)	0–10	6,2	2,6		
								Осадочно-эффузивно-гранитный или осадочно-магматический ($se\gamma K_1$)	До 15	5,5–6,3	2,60–2,70		
								Осадочный	До 15	5,5–6,1	2,60–2,70		

								и осадочно-магматический неразделенные ($ssmK_1$)						
								Микросланцевый (slK_1)	До 10	5,9–6,1	2,42–2,88			
								Гранито-гнейсовый (γgK_1)	До 3,0–3,5	5,8–6,4	2,70			
								Гранулито-гнейсовый ($grgK_1$)	До 15	5,8–6,4	2,70–2,80			
								Гранито-гнейсовый и гранулито-гнейсовый комплексы неразделенные ($\gamma ggrK_1$)	0–4,0	5,8–6,4	2,70–2,75			
				Нижний (K_2) или базальтовый	5–30	6,6–7,2	2,90–2,95	Базито-гранулитовый * ($bgrK_2$)	5–25	6,5–6,8	2,90	базальтового слоя (Конрада) (K_2^0)	$6,8 \pm 0,4$	
								Базито-эклогитовый * (beK_2)	15–20	7,0–7,4	2,90–3,10			
								Базитовый неразделенный * (bK_2)	До 30	6,8–7,2	2,90–2,95			
Верхняя мантия (М) – зоны В и С, по Буллену	850–900	8,0		Надастеносферный (M_1), или перидотито-эклогитовый	50–150	8,0–9,0	3,2–3,4	Мантийных эклогитов * (meM_1) Гранатовых и шпинелевых перидотитов и пироксенитов (ppM_1)				верхней мантии, Мохоровичича (M_1^0)	$(8,0–8,2) \pm \pm 0,4$	
				Астеносферный (M_2), или слой пониженных скоростей										
				Подастеносферный, или мезосферный слой Голицина (M_3)				Алмазоносных эклогитов (deM_2)						

Примечания. 1. Комплексы, отмеченные звездочкой, выделяются предположительно.
2. Для мощности, граничной скорости и плотности указаны наиболее часто встречаемые пределы изменения их значений.
3. Толщи и слои в земной коре располагаются в указанной стратиграфической последовательности, но с перерывами.
4. Горизонты в пределах слоев S_1, S_2 и K_1 и частью K_2 по площади и в разрезе могут взаимно замещаться.
5. Для микросланцевого комплекса, образованного филлитами, зелеными и другими сланцами, указаны пределы колебания скоростей вдоль слоев, фактические скорости для сильно дислоцированных толщ, образованных этими породами, имеют несколько меньшие значения.

не менее четкими, чем нижележащие границы, сопоставляемые с поверхностью М. На отдельных участках Украины, Кольского полуострова ниже слоев со скоростью 7,4—7,8 км/сек четкость поверхности М (скорости 8,0—8,2 км/сек) снижается. Поэтому разделение коры и верхней мантии здесь затруднительно. В районах Украинского массива и Донецкого бассейна в основании коры выделяется не одна, а несколько прерывистых границ, которые могли бы быть сопоставлены с поверхностью М.

Как показали И. В. Померанцева, Н. К. Булин и другие исследователи, границы раздела, выделяемые при регистрации сейсмических волн от землетрясений, в общем согласуются с границами, которые отмечаются по данным продольных волн, вызванных искусственными источниками возбуждения (например, взрывами). Интересно отметить, что обменные волны от поверхности базальтового слоя нередко являются доминирующими по интенсивности и часто превосходят по амплитудам аналогичные волны от поверхности М.

В настоящее время основным критерием при сопоставлении сейсмических границ являются их скоростные параметры. Для поверхности консолидированной толщи и поверхности М типичен большой скачок скоростей (часто свыше 1 км/сек). Другие сейсмические разделы в консолидированной толще отличаются меньшими перепадами скоростей (обычно не более 0,3—0,5 км/сек), что затрудняет их корреляцию. Статистическая обработка данных о граничных скоростях все же позволила выделить раздел примерно в средней части консолидированной толщи, принимаемый за границу между гранитным и базальтовым слоями (рис. 1).

Из других границ в консолидированной толще коры более отчетливой представляется поверхность локально развитого базито-эклогитового комплекса ($v_г$ 7,3—7,5 км/сек). Каждая из названных сейсмических границ характеризуется определенной дисперсией значений скоростей. Отклонения от средних значений превышают ошибки измерений, что указывает на их связь с различиями геологической среды. В табл. 1 показаны пределы изменения скоростей.

Таблица 2

Градиенты граничных скоростей в коре и верхней мантии, по И. С. Вольвовскому

Оболочки тектоносферы	Интервал глубин, км	Градиент, км/сек
Земная кора	0—10	0,08—0,05
	10—20	0,05—0,04
	20—30	0,04—0,03
	30	0,025
Верхняя мантия		0,02—0,01

В данной работе при корреляции сейсмических границ кроме скоростных параметров использованы результаты выполненного И. С. Вольвовским (1973) обобщения данных о волновых критериях (время пробега, характер затухания, интенсивность и др.).

Статистическая обработка показала, что в верхней части коры отмечается наибольшая дисперсия значений граничных скоростей, которая для континентальных структур достигает 1,5—2,0 км/сек, а для океанических структур и структур области сочленения Азиатского материка и Тихого океана — около 1,0 км/сек. На больших глубинах величина дисперсии граничных скоростей сокращается. На глубине 30 км она не превышает 1,0 км/сек, что, по-видимому, связано с большей однородностью состава и физических свойств в глубинных зонах коры. Но тем не менее и здесь нередко отмечаются заметные колебания значений скоростей. Так, например, максимумы значений граничных скоростей на этих глубинах в районах Средней Азии, на Кавказе, в Казахстане и на Урале иногда значительно превышают указанную величину дисперсии. Что касается поверхности М, то и для нее дисперсия граничных скоростей здесь также оказывается большой (свыше 1,5 км/сек), хотя в целом модальный уровень значений граничных скоростей для континентальных структур остается более или менее постоянным (8,0—8,2 км/сек).

Если опираться только на модальные значения граничных скоростей, то изменение их значений с глубиной (градиент) будет таким, как представлено в табл. 2.

Приведенные здесь данные следует понимать лишь как среднюю выборку из многих значений. При этом для отдельных крупных структур отмечаются отклонения. Так, например, для глубоких седиментационных впадин внутренних морей градиент скоростей в осадочной толще даже на глубине около 15 км оказывается небольшим. Также незначителен градиент скоростей в нижней части коры зеленокаменной полосы Урала, где граничные скорости изменяются

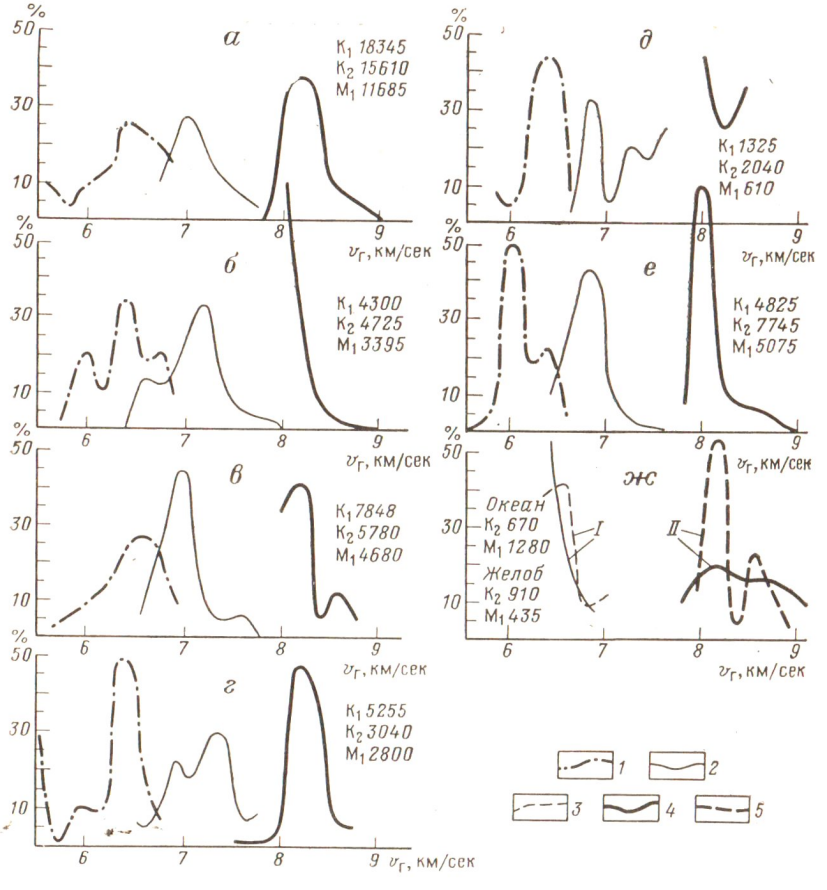


Рис. 1. Вариационные графики распределения значений граничных скоростей в земной коре и верхней части мантии крупных элементов геологической структуры территории СССР, акваторий внутренних и окраинных морей и Тихого океана.
Составили Н. А. Беляевский и И. С. Вольвовский

а — структуры континента; *б* — Европейская платформа; *в* — палеозойские плиты; *г* — палеозойские структуры; *д* — альпийские структуры; *е* — структуры внутренних и окраинных морей; *ж* — структуры Тихого океана: Курильский желоб (*I*) и дно Тихого океана (*II*); *1* — гранитный слой ($К_1$); *2* — базальтовый слой ($К_2$); *3* — то же, в пределах Курильского желоба; *4* — верхняя мантия ($М_1$); *5* — то же, в пределах Курильского желоба. Цифры на графиках — протяженность сейсмических границ (км), по которым имеются определения граничных скоростей

от 7,2 км/сек в 10 км от поверхности до 8,2 км/сек на глубине 45 км. Здесь градиент не превышает 0,01 км/сек на 1 км.

Изучение градиента граничных скоростей открывает возможность выделения латеральных неоднородностей коры. Первые опыты изучения этих неоднородностей использованы для расчленения коры в районе Мугоджар, где оказалось, что разным геологическим структурам соответствуют разные типы градиентных сред в коре. Однако эти данные все же не снимают основного положения о том, что нижняя часть коры и, в частности, базальтовый слой, характеризуется в среднем меньшими градиентами граничных скоростей, чем гранитный слой и, тем более, осадочная толща.

Статистический анализ свыше 200 сейсмических разрезов земной коры показал следующие модальные значения пластовых скоростей в слоях коры:

Модальные значения скоростей продольных волн в земной коре, км/сек, по И. С. Вольвовскому

Континентальная кора

Неконсолидированная толща (осадочный чехол)	3,0—4,5
Консолидированная толща	
Гранитный слой, верхняя часть . . .	5,5—6,0
То же, нижняя часть	5,9—6,3
Базальтовый слой, верхняя часть . . .	6,6—7,2
То же, нижняя часть (базито-эклогитовый комплекс)	7,5—7,8

Океаническая кора

Осадочная толща, верхний слой	3,0
То же, нижний (второй) слой	5,0
Базальтовый слой	6,6

Скорость в базальтовом слое океанической коры практически равна скорости во всей консолидированной толще коры континентального типа. Однако это кажущееся сходство отнюдь не свидетельствует в пользу тождественности коры континентальных и океанических структур.

Скачок сейсмических скоростей на границе М в свете новых данных оказался гораздо меньше предполагавшегося ранее для континентальных структур (1,5—2,0 км/сек). Он нигде не превышает 1,0 км/сек, а в ряде районов — даже менее 0,4—0,5 км/сек. Здесь сейсмические различия между корой и верхней частью мантии существенно сглаженные. Для структур дна Тихого и других океанов разница между сейсмическими скоростями в основании земной коры и верхней мантии близка к 1,5 км/сек. Соответственно сейсмические различия между корой и верхней частью мантии очень большие.

Стратификация верхней части мантии охватывает лишь самую верхнюю ее часть, включающую астеносферный слой. Этот слой под разными структурными комплексами земной коры, по-видимому, располагается на разных глубинах и, возможно, не представляет собой какого-либо единого горизонта.

Изучение состава, строения, истории геологического развития и термодинамических условий коры, а также развивающихся в ней физико-химических процессов дает основание полагать, что возникновение субгоризонтальной расслоенности, устанавливаемой сейсмическими методами, связано не с одной, а скорее всего со многими причинами (Беляевский, 1969; Беляевский, Вольвовский, Рябой, 1971).



Рис. 2. Карта рельефа поверхности Мохоровичича территории СССР, сопредельных стран и морей. Составили Н. А. Беляевский, А. А. Борисов и П. С. Вольвовский

Места определения глубин до поверхности Мохоровичича, по данным: *1* — ГСЗ (непрерывное профилирование на суше и точечное на море), *2* — ГСЗ (кусочно-непрерывное профилирование), *3* — точечного сейсмического зондирования на суше, *4* — профильных сейсмологических наблюдений и профильных наблюдений со станциями «Земля», *5* — точечных сейсмических наблюдений при регистрации промышленных взрывов, *6* — точечных сейсмологических наблюдений; *7* — изолинии глубин, км.

Заказ 621

ГЛАВА III

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПЛАТФОРМЫ

Фундаменты Европейской и Сибирской платформ имеют неодинаковый состав, возраст и историю геологического развития, что нашло отражение в различиях геофизических полей, строения и мощностей коры. Так, контрастно дифференцированному в значительной мере полосовому полю магнитных аномалий Сибирской платформы противопоставляется сложное поле мозаичных и частью линейных магнитных аномалий Европейской платформы. Для последней более типичны отрицательные и нормальные аномалии Буге, тогда как для первой характерны резко дифференцированные блоки положительных и отрицательных аномалий силы тяжести в этой редукции. Средние значения скоростных параметров в верхней части консолидированной коры для Сибирской платформы значительно большие, чем для Европейской. Отличны также и средние мощности осадочного чехла (соответственно 3,6 и 2,4 км) и консолидированной коры (соответственно 34 и 40 км). Все это заставляет отказаться от складывавшегося в последние годы представления о некотором общем типе коры, свойственном древним платформам.

На особенности строения коры, распределение ее мощностей, по-видимому, не оказывают заметного влияния высоты земного рельефа и не всегда ведущим условием для изменения внутреннего строения коры является конседиментационное развитие впадин и поднятий в рельефе фундамента платформенного чехла. Эти факторы слабо сказываются также и на распределении глубин до подошвы коры. Рельеф поверхности М в пределах древних платформ и других крупных структур, рассмотренных в данной работе, показан на рис. 2.

ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Европейская платформа характеризуется слабо расчлененным равнинным рельефом, контрастными формами поверхности фундамента и сглаженной формой поверхности М. Ее складчатый гетерогенный фундамент образован протерозойскими и архейскими комплексами метаморфизованных и плутонических пород. Подобно другим древним кратонам, Европейская платформа имеет разломные ограничения. Площадь ее свыше 5,2 млн. км².

Геолого-геофизическому и геохронологическому изучению Европейской платформы посвящены работы: М. А. Гиляровой (1972), В. А. Дедеева (1972), А. К. Запольнова (1971), К. О. Кратца (1969), П. Н. Кропоткина и др. (1971), Н. В. Неволина (1971), В. А. Рябенко (1970), Э. Э. Фотиади (1958), К. А. Шуркина (1968) и др., в которых разработаны основы современных представлений о строении и развитии ее чехла и фундамента.

Фундамент платформы сложен неодинаковыми по вещественному составу и физическим свойствам метаморфизованными осадочными, эффузивными

и интрузивными породами, различно выраженными в магнитном и гравиметрическом полях. Их комплексная геологическая интерпретация послужила основой ряда схем строения фундамента для крупных регионов и для платформы в целом. Такие схемы опубликованы Р. А. Гафаровым (1970), В. Н. Зандером и др. (1967) и др.

А. А. Борисов (1967) отмечает, что магнитное поле Европейской платформы характеризуется значительной дифференцированностью по знаку, напряженности, размерам и ориентировке аномалий. В противоположность этому общий фон аномалий силы тяжести Буге сильно сглажен и в общем близок к нормальному. Для него типичны отклонения на единицы и первые десятки миллигал, характерные для отдельных площадей и более крупных районов. При этом аномалии силы тяжести обнаруживают тесные связи с магнитными аномалиями, а последние — со структурой фундамента.

Региональные понижения среднего уровня аномалий характерны для Прикаспийской синеклизы, большей части Днепровско-Донецкой и ряда других глубоких впадин в рельефе фундамента, выполненных мощными толщами осадочных пород. Для поднятий фундамента, сложенных толщами докембрийских кристаллических сланцев, отмечаются повышенные значения аномалий. Исследования показали, что в общем величина локальных аномалий силы тяжести на Европейской платформе обусловливается мощностью и плотностными особенностями осадочного чехла, рельефом поверхности фундамента и комплексами неодинаковых по плотности пород, слагающих примерно первые 10—15 км толщи консолидированной коры (Фотиади, 1958 и др.). На изменение региональной составляющей аномалий силы тяжести влияют мощность и внутреннее строение глубоких слоев консолидированной коры, латеральные неоднородности верхней мантии и другие факторы.

Выделяется несколько групп соотношений аномалий силы тяжести со структурой фундамента (Неволин, 1971). Одна из них охватывает положительные линейные аномалии, характеризующие поля распространения гнейсов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев. Повышение или понижение плотности этих пород, связанное с неодинаковым их первичным составом и поразному протекавшим метаморфизмом, сопровождается соответствующим изменением значений аномалий. Поэтому ориентировка аномалий силы тяжести часто отражает не простирание структур рельефа основания осадочного чехла, а распределение различных по плотности блоков в фундаменте. Другая группа включает интенсивные отрицательные аномалии, часто имеющие округлые очертания неправильной формы, типичные для крупных интрузий гранитоидов и массивов гнейсов, подвергшихся интенсивной гранитизации. Третья группа включает интенсивные положительные аномалии силы тяжести округлой формы, не находящие отражения в поле магнитных аномалий. Она в основном связана с интрузивными телами, образованными амфиболитами, габбро, норитами и другими основными породами.

Особое место в поле аномалий силы тяжести занимают гравитационные ступени, которые сопровождают не только крупные разломы, но и интрузивные контакты, а также нормальные геологические контакты крупных блоков, сложенных породами разной плотности. Как показывают карты аномалий силы тяжести с радиусом осреднения 40 км и другие материалы, для Европейской платформы выявляются аномалии силы тяжести, связанные с плотностными неоднородностями глубоких горизонтов консолидированной коры и верхней мантии. К числу таких аномалий принадлежат Хобдинская, Аралсорская, Пачелмская, Днепровско-Донецкая и ряд других.

Данные комплексной геологической интерпретации геофизических полей показали, что археем сложено до 40% площади платформы. Им образованы удлиненные и более или менее изометричные массивы, характеризующиеся либо однородной слабой намагниченностью возмущающих тел с относительно простой конфигурацией, либо мозаичным характером небольших по размерам магнитных аномалий разного знака (Зандер и др., 1967; Кропоткин и др., 1971). Руководствуясь этими признаками, выделяют свыше 20 архейских

массивов, более или менее равномерно распределенных в фундаменте платформы. Среди них самыми крупными являются Беломорский, Северо-Двинский, Окско-Волжский, Жигулевско-Пугачевский и гипотетический Прикаспийский. В поле аномалий силы тяжести первые четыре массива отличаются относительными максимумами, тогда как последний располагается в пределах общей гравиметрической депрессии, связанной с мощными мало уплотненными осадочными толщами и залежами солей. В промежутках между соляными куполами отмечается общее возрастание значений силы тяжести. Для более мелких массивов, сложенных гранитоидами, магнитные аномалии, а равно и аномалии силы тяжести имеют отрицательный знак.

Архей (более 2,6 млрд. лет) сложен глиноземистыми, амфиболовыми, биотитовыми, эпидотовыми, гранатовыми, пироксеновыми и другими гнейсами, амфиболитами и в меньшей мере кристаллическими сланцами, мраморами и кварцитами, слагающими беломорскую, кольскую (?), бугскую, днепровскую и другие серии. Для архейских пород типичны проявления гранитизации и мигматизации. Для беломорской серии Балтийского щита отмечается возрастание ультраметаморфизма сверху вниз по разрезу и образование зон анатексиса и палингенеза. Мощность беломорской серии более 8—10 км. Из интрузивных образований с археем связаны тела гипербазитов и синтектонические внедрения плагиогранитов.

В структурном и возрастном отношениях архей не однороден. На Балтийском щите В. Н. Горлов предполагает возможность выделения древнего (нижнеархейского?) фундамента, на котором залегают несогласно беломориды. В строении этого фундамента участвуют биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты и гранулиты, прорванные гиперстеновыми гранитами.

На Украинском массиве к нижнему архею (более 2,6 млрд. лет) относятся днепровская серия, сложенная биотитовыми, амфибол-плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми гнейсами, и залегающая на ней конско-верховцевская серия, представленная амфиболитами, ортосланцами, железистыми кварцитами и другими породами. Их мощность более 7—8 км. С конско-верховцевской серией связаны внедрения гипербазитов, тогда как в целом для архея Украинского массива характерны мигматиты и тесно связанные с ними гранитоиды.

Массивы архейских пород разделены сравнительно узкими (от 70—100 до 250—300 км) раннепротерозойскими складчатыми системами протяженностью от нескольких сотен до 1500 км и более. Простирания складчатых систем хорошо прослеживаются по удлиненным магнитным аномалиям разного знака и разной напряженности и вытянутым аномалиям силы тяжести. На Балтийском щите, его южных склонах и северо-востоке Русской плиты раннепротерозойские складчатые системы имеют устойчивые северо-западные простирания. К их числу относятся Кольская, Мезенская, Карельская, Эстонская и другие раннепротерозойские складчатые системы. На восточной окраине Русской плиты простирания последних изменяются на субмеридиональные, типичные для фундамента Волго-Уральской антеклизы. В центральной части плиты (район Московской синеклизы) складчатые системы простираются в субширотном направлении. Наконец, для Украинского массива и большей части Воронежского массива типичны субмеридиональные и северо-северо-западные простирания.

Нижний протерозой (2,6—1,7 млрд. лет) залегает несогласно на архее. В более полно изученных работах в нем выделяются нижняя и верхняя группы. На Балтийском щите к нижней группе отнесены толщи лептитов, амфиболитов, филлитовидных, графитистых, биотитовых и других сланцев, местами превращенных в гнейсы с пачками мраморов и железистых кварцитов. Мощность не менее 4—5 км. На Украинском массиве нижняя группа включает гнейсы тетеревской серии, которая в антиклинорных структурах замещена мигматито-гранитоидными комплексами. Верхняя группа нижнего протерозоя на Балтийском щите сложена эффузивно-осадочными толщами мощностью более 5 км. На Украинском массиве к ней относится криворожская серия, в состав которой входят метаморфизованные толщи терригенных пород, кератофиров,

джеспилитов и мраморов суммарной мощностью до 9—10 км. На Воронежском массиве аналоги криворожской серии образуют курскую серию. В восточных районах нижний протерозой изучен слабо. Представлен он здесь хлоритовыми и другими сланцами. Для нижнего протерозоя типичен метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. С нижним протерозоем связаны крупные интрузии гранитоидов, а также внедрения гипербазитов, габбро, норитов и жильных пород.

Средний протерозой (2,0—1,7 млрд. лет) на Европейской платформе распространен незначительно. Он представлен на Кольском полуострове и в Карелии печенгской (мощностью более 7 км) и другими сериями, на Украине овручской серией (3—4 км). В строении этих серий участвуют терригенные и вулканогенные толщи, выполняющие наложенные впадины и структуры типа грабен-синклиналей. Со средним протерозоем связано внедрение интрузий базитов и гипербазитов, щелочных сиенитов и гранитоидов, а также крупных интрузий гранитов рапакиви и гранитов ара. Толща основных эффузивов среднего протерозоя в магнитном поле выражена интенсивными положительными аномалиями.

Формирование платформенного чехла в разных районах Русской плиты происходило неравномерно. В результате поверхность ее фундамента располагается на отметках от близких к нулю до 15—20 км. При этом на фундамент налегают различные по возрасту осадочные и частью вулканогенные толщи. В развитии поверхности фундамента и формировании платформенного чехла устанавливаются этапы, примерно соответствующие тектогеническим эпохам, мощно проявленным в сопредельных геосинклинальных областях.

К рифейскому этапу, соответствующему байкальской эпохе, относится заложение и развитие Средне-Русской зоны авлакогенов (мощность выполняющих их рифейских отложений в среднем менее 0,5 км), Пачелмского (до 3—4 км), Верхне-Камского (до 1,5 км), Серноводско-Абдулинского (до 1,5—2 км) и ряда других. С этим этапом также связано начало формирования Предуральского перикратонного прогиба, мощные (до 3—4 км) рифейские толщи которого с одной стороны непосредственно переходят в того же возраста отложения Верхне-Камского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов, а с другой — в рифейские толщи миогеосинклинальной зоны Уральской складчатой системы. Рифейскому возрасту, вероятно, соответствует время заложения Прикаспийской синеклизы, развитие которой продолжалось до кайнозоя включительно.

Следующий — каледонский этап охватывает временной интервал от венда до начала девона, в течение которого развивались Московская синеклиза и Пачелмский прогиб, образовавшиеся над рифейскими авлакогенами. Вне связи с последними возникли Балтийская синеклиза, Львовская, Брестская и некоторые другие впадины. К этому времени относится формирование Балтийского, Сарматского и Волго-Камского щитов как самостоятельных структурных элементов платформы.

Третий — герцинский этап длился от девона до перми, когда продолжалось формирование названных структур. К этому времени относится развитие Днепровско-Донецкого авлакогена и непосредственно связанного с ним Припятского прогиба, которые разделили Сарматский щит на обособленные Воронежский и Украинский массивы. В это время на северных склонах Волго-Камского щита образовалась обширная Верхне-Камская впадина (синеклиза).

В течение заключительного альпийского этапа, охватившего период от юры до кайнозоя, происходило интенсивное развитие преимущественно расположенных на юге структур — Прикаспийской синеклизы, Днепровско-Донецкой впадины, возникшей над одноименным авлакогеном палеозойского возраста, и Причерноморской впадины, образовавшейся в это время на южном склоне Украинского массива.

Максимальные прогибания коры и соответственно накопление осадочных толщ для среднего и верхнего палеозоя в общем не превышали 2—3 км. В тех же пределах этот эффект оценивается и для структур, активно развивавшихся

в мезозое и кайнозое. Исключением являются Прикаспийская синеклиза и Днепровско-Донецкая впадина, где суммарная мощность осадочных отложений от среднего палеозоя и до кайнозоя включительно превышает 10 км.

В целом суммарный эффект прогибаний коры за весь период платформенного развития Европейской платформы составил в Прикаспийской синеклизе до 20—24 км, в Днепровско-Донецкой впадине 12—15 км, в синеклизах и впадинах центральных и северных районов платформы — до 3—4 км. Средняя мощность осадочного чехла на Русской плите около 2,5 км, т. е. заметно меньше, чем на Сибирской платформе и на молодых эпипалеозойских плитах. При этом около 35—40% от общего объема осадочных толщ, накопившихся на Русской плите, приходится на Прикаспийскую синеклизу.

Время формирования осадочного чехла на платформе характеризовалось эффузивной деятельностью, интенсивно проявившейся в рифее в связи с формированием авлакогенов и в девоне в начале развития Днепровско-Донецкой впадины. С девоном связано внедрение щелочных интрузий на Кольском полуострове, к среднему палеозою, по-видимому, относятся и эксплозивные ультраосновные брекчии на Воронежском массиве. Эксплозивные проявления известны также на Украинском массиве, в районе Кандалакшской губы, Онежского озера и в других местах.

Определенный интерес представляют мезозойские вулканические брекчии Городецко-Ковернинской зоны в Горьковском Поволжье. Характерной особенностью эксплозивных проявлений на Европейской платформе является наличие в них наряду с породами архейского фундамента также и ксенолитов гипербазитов, имеющих, по-видимому, мантийное происхождение. Однако здесь в ксенолитах пока не найдены гранулиты, эклогитизированные породы и собственно эклогиты, типичные для ксенолитов из трубок взрыва на Сибирской платформе.

Как показывают глубинные сейсмические исследования, строение коры Европейской платформы неоднородно и, вероятно, отражает особенности геологической истории ее крупных структурных элементов. Поверхность М на большей части платформы находится на средних глубинах, близких к 40 км, что на 4—5 км больше средних глубин до этой поверхности на Сибирской платформе. При этом для Балтийского щита, его склонов и ряда других структур, расположенных к северо-западу от Средне-Русской зоны авлакогенов, поверхность М находится на глубинах от 40 км и менее. Поднятия и прогибы в рельефе этой поверхности располагаются согласно с простиранием нижнепротерозойских складчатых систем.

В области Сарматского щита, расположенной к юго-западу от Средне-Русской зоны авлакогенов, глубины до поверхности М более 40 км и местами достигают 50—54 км. В рельефе поверхности М отмечаются структуры, подчиненные общему плану докембрийской тектоники, и, по-видимому, присутствуют наложенные структуры, субпараллельные альпидам юга СССР. Для районов Заволжья (Волго-Уральская антеклиза и Прикаспийская синеклиза) глубины до поверхности М менее 40 км. Намечаются сложные сочетания структур ее рельефа со структурами, устанавливаемыми по геологическим данным.

Строение коры неодинаково. Так, на Балтийском щите платформенный чехол почти полностью отсутствует. На поднятиях Русской плиты его мощность изменяется от 0 до 1,5 км, а в синеклизах и крупных впадинах, как отмечалось, мощность чехла возрастает до 3—4 км. В наиболее прогнутой части Днепровско-Донецкой впадины осадочный чехол составляет около четверти общей мощности коры (8—10 км), а во внутренней зоне Прикаспийской синеклизы он местами слагает свыше половины всего разреза коры. По особенностям глубинного строения кора Днепровско-Донецкой впадины и Прикаспийской синеклизы резко отлична от всех других структур Европейской платформы.

Мощность гранитного слоя также изменчива. Во внутренней зоне Прикаспийской синеклизы и в Имандра-Варзугском синклинории, а также в синклинории на Кольском полуострове этот слой вообще отсутствует. В районе Печенгского синклинория его мощность, по-видимому, не превышает 3—5 км,

тогда как на большей части платформы она 12—16 км. Мощность гранитного слоя в ряде нижнепротерозойских структур Украинского массива и Балтийского щита возрастает до 25—28 км. Мощность базальтового слоя повсеместно велика и изменяется от 17 до 35—40 км. При этом изменение мощности базальтового слоя часто является основным фактором, определяющим суммарную мощность коры.

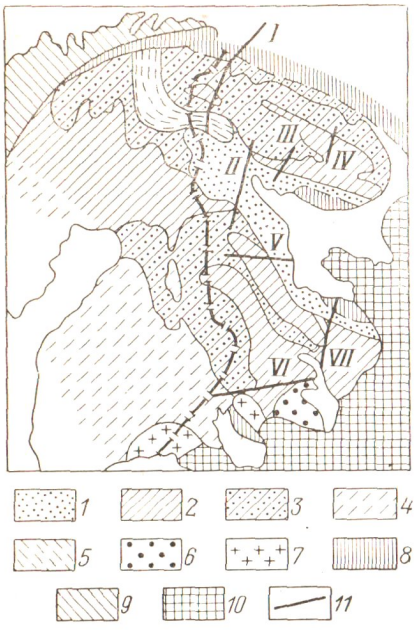


Рис. 3. Схема строения восточной части Балтийского щита, по К. А. Шуркину (Литвиненко, 1969, с дополнениями)

1 — беломориды; *2* — карелиды; *3* — нерасчлененные беломориды и карелиды; *4* — свекофениды (готиды?); *5* — гранулитовая серия; *6* — средний протерозой, континентальные серии; *7* — граниты рапакиви; *8* — рифей, осадочные серии; *9* — каледониды; *10* — осадочный чехол Европейской платформы; *11* — линии профилей глубинных сейсмических исследований (*I* — Ловно — Печенга — Баренцево море, *II* — Мончегорск — Ковдозеро — Пяозеро, *III* — Имандра-Варзугский, *IV* — Кейвский, *V* — Кемь — Ухта, *VI* — Выборг — Онежское озеро, *VII* — Онежское озеро — Белое море)

Скоростные параметры коры более или менее устойчивы и во многом служат эталоном для сейсмической стратификации коры в других регионах. Для поверхности М характерны граничные скорости 8.0—8,2 км/сек. Поверхность базальтового слоя в сейсмическом отношении обычно мало отчетливая и выделяется по уровню граничных скоростей 6,6—6,8 км/сек. Редко граничные скорости вдоль этой поверхности возрастают до 7,0—7,2 км/сек. Для поверхности фундамента наиболее характерны граничные скорости 6,0—6,4 км/сек. Более высокие значения граничных скоростей типичны для 15—20% площадей, что отличает Европейскую платформу от Сибирской, для которой граничные скорости вдоль фундамента обычно более 6,4 км/сек.

Таковы общие черты строения и мощность коры Европейской платформы. С учетом распределения глубин до поверхности М в ее пределах выделяются Балтийский (северо-западный), Сарматский (юго-западный), Заволжский (юго-восточный), Прикаспийский (также юго-восточный) и Печорский (северо-восточный) мегаблоки. Рассмотрим более детально строение коры этих блоков по сейсмическим и другим геофизическим данным.

Балтийский мегаблок включает Балтийский щит, его склоны и другие структуры, расположенные севернее Среднерусской зоны авлакогенов.

Данные о строении коры были получены с помощью метода ГСЗ и использования других геофизических материалов для Северной Карелии и Кольского полуострова (Жданов, 1966; Кратц, 1969; Литвиненко, 1968; Цирульникова и др., 1968; Шустова, Дедеев, Кратц, 1973 и др.). Расположение основных глубинных сейсмических разрезов по отношению к докембрийским структурам Балтийского щита показано на рис. 3. Кроме этих разрезов имеется также

Таблица 3

Раздел коры	Пентилла (1969)			Панасенко (1969)		
	v_p	v_s	M	v_p	v_s	M
Гранитный слой	5,58	3,26	24 (23)	5,63—5,76	3,32—3,42	
Базальтовый слой . . .	6,60	3,80	9 (13)	6,69—6,65	3,92—4,12	
Поверхность М	7,90	4,50	33 (36)	7,90—8,18	4,50—4,65	36 ± 1,5

Примечание. M — мощность земной коры по данным продольных волн v_p (без скобок) и по данным поперечных волн v_s (в скобках).

разрез через Ветренный пояс (юго-восток Карелии), составленный по методу ГСЗ И. В. Литвиненко, и разрез коры для Южной Карелии, построенный Н. К. Булиным с использованием метода обменных волн от землетрясений. Предварительные данные о строении коры Белорусского массива были получены также Ж. П. Хотько.

Некоторое значение для изучения строения коры Балтийского щита имеют материалы наблюдений о скоростях и условиях прохождения поверхностных волн от близких землетрясений. Эти материалы представлены в табл. 3.

По данным телесейсмических наблюдений средняя мощность коры Кольского полуострова была оценена в 41 ± 5 км (Панасенко, 1969). Эту цифру следует рассматривать как приблизительную.

Рассматривая общие особенности строения коры, И. В. Литвиненко и С. А. Анкудинов отмечают, что какие-либо связи между ее мощностью и амплитудами неотектонических движений на Балтийском щите отсутствуют. Не наблюдается корреляционных связей между глубинами до поверхности М и возрастом геологических структур. Так, поверхность М в северо-западной части Кольского полуострова располагается примерно на одном уровне как под архейским гранулитовым поясом, так и под карельскими структурами (рис. 4). Близки здесь и значения граничных скоростей вдоль этой поверхности (8,1—8,3 км/сек). То же характеризует и разрез коры вдоль профиля Кемь — Ухта, пересекающий карельские структуры, а также архейские структуры Беломорского массива. Эти соотношения свидетельствуют об однородности поверхности М как под беломоридами, так и под карелидами и о более позднем ее формировании по отношению к этим геологическим структурам.

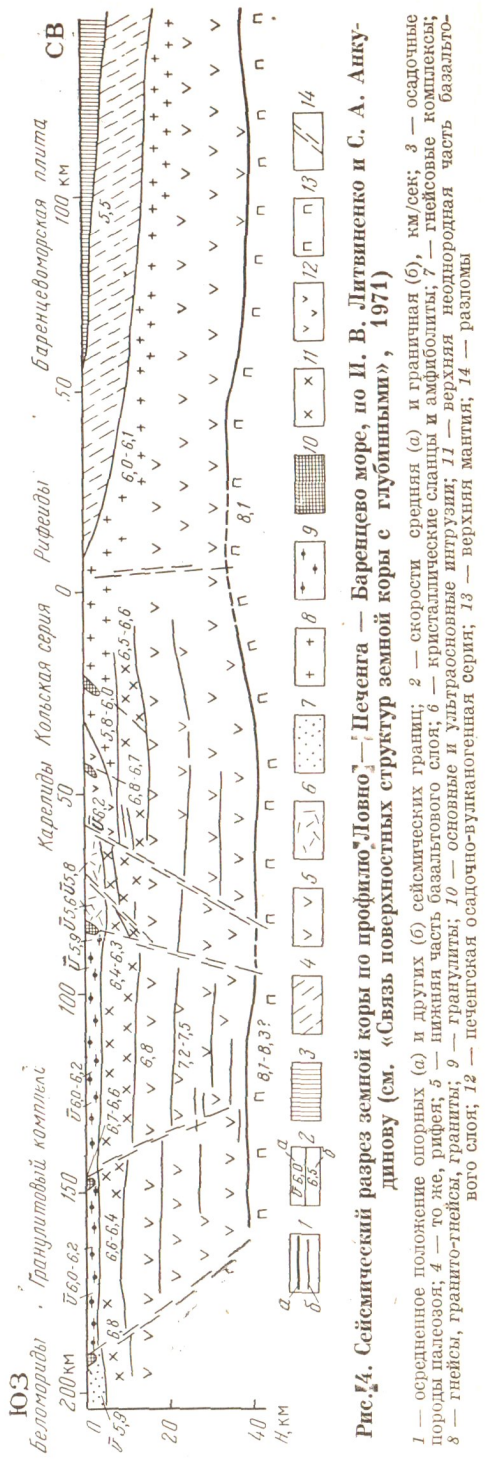


Рис. 14. Сейсмический разрез земной коры по профилю „Ловно"—„Печенга — Баренцево море, по И. В. Литвиненко и С. А. Анкудинову (см. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными», 1971)

1 — определенное положение опорных (*а*) и других (*б*) сейсмических границ; *2* — скорости средняя (*а*) и граничная (*б*), км/сек; *3* — осадочные породы палеозоя; *4* — то же, рифея; *5* — нижняя часть базальтового слоя; *6* — кристаллические сланцы и амфиболиты; *7* — гнейсовые комплексы; *8* — гнейсы, гранито-гнейсы, граниты; *9* — гранулиты; *10* — основные и ультраосновные интрузии; *11* — верхняя неоднородная часть базальтового слоя; *12* — печенгская осадочно-вулканогенная серия; *13* — верхняя мантия; *14* — разломы

Существенно иной представляется внутрикоровая сейсмическая расслоенность. Прежде всего это относится к разделу с $v_г$, равной 6,6—6,8 км/сек, принимаемому за поверхность базальтового слоя, которая располагается на относительно больших глубинах (15—16 км) в Центрально-Карельской антиклинорной зоне, в пределах зоны распространения кольской и беломорской серий, там, где широко развиты либо гранитные интрузии, либо сильно гранитизированные комплексы пород. В западной части Балтийского щита поверхность базальтового слоя находится на еще бо́льших глубинах (21 ± 3 км)

под очень крупным Центрально-Финляндским гранитным массивом и антиклинорием Яме, осевая зона которого также сложена гранитоидами (Пентилла, 1969). На меньших глубинах эта поверхность находится под Восточно-Карельской синклинорной зоной (10 км) и на еще меньших глубинах под гранулитовым комплексом (6—8 км).

Внутри гранитного слоя прослеживается раздел с несколько меньшими значениями $v_г$ под гранитными плутонами и зонами гранитизации (6,3—6,6 км/сек) и раздел с большими значениями $v_г$ под основными породами гранулитового комплекса (6,6—6,7 км/сек). С некоторой долей вероятности эти данные свидетельствуют о довольно глубоких «корнях» зон гранитообразования, которые на отдельных участках, по-видимому, охватывают всю толщу консолидированной коры над поверхностью базальтового слоя. Ее скоростные характеристики по отношению к гранитным плутонам, по-видимому, ведут себя индифферентно. Поверхность базальтового слоя на Балтийском щите принадлежит к числу мало отчетливых сейсмических границ. При этом под зоной распространения кольской серии она вообще не фиксируется.

Более четкими являются сейсмические разделы внутри базальтового слоя. Так, на глубинах 18—22 км в западной части Кольского полуострова прослежен раздел с $v_г$ 7,2—7,5 км/сек. В Северной Карелии выделен раздел с $v_г$ 6,8—6,9 км/сек. Разделы с близкими скоростными характеристиками установлены в базальтовом слое под Украинским массивом и под Волго-Уральской антеклизой. В дальнейшем они, вероятно, смогут быть использованы для целей выделения в базальтовом слое сейсмических горизонтов или комплексов.

Мощность базальтового слоя изменяется от 14—18 км в Северной Карелии до 20—32 км на Кольском полуострове. Под Северо-Карельским синклинорием мощность базальтового слоя увеличена и поверхность его приподнята, тогда как под Кольско-Кейвским синклинорием наблюдаются обратные соотношения. Эти данные в известных пределах свидетельствуют о независимости плана названных нижнепротерозойских структур от рельефа поверхности базальтового слоя и его мощности.

Наиболее погруженная часть Кольско-Кейвского синклинория интересна тем, что здесь глубины до поверхности М являются одними из наименьших на Европейской платформе (32 км), и мощность гранитного слоя здесь сокращена до 6—8 км, а поверхность базальтового слоя характеризуется высокими значениями граничных скоростей ($v_г$ 6,9 км/сек). Все это указывает на более основной состав всей толщи коры под Кольско-Кейвским синклинорием, главным образом сложенным толщами метаморфизованных основных эффузивов.

Самые малые мощности базальтового слоя установлены под беломоридами. Так, например, в районе г. Кемь мощность этого слоя не превышает 6—8 км. Поверхность М значительно приподнята и верхняя мантия как бы замещает базальтовый слой, что, по-видимому, и является основной причиной появления здесь более высоких аномалий силы тяжести, чем в соседних районах, где развиты карелиды и где поверхность М находится на больших глубинах.

Существенно иным представляется строение коры карелид в Южной Карелии, где по результатам работ с применением метода обменных волн от землетрясений Н. К. Булиным построен глубинный разрез от Выборга до Онежского озера. Поверхность М здесь более расчленена и мощность коры более значительна, чем на севере Балтийского щита. Так, под Западно-Карельским антиклинорием поверхность М находится на глубинах до 48—49 км (может быть даже более 50 км), тогда как под Ладожским синклинорием и под Выборгской и Питкярантской интрузиями гранитов рапакиви она располагается на уровне 40 км. Под Ленинградом отмечена глубина до поверхности М 47 км.

Средняя мощность гранитного слоя ($v_п$ 6,1 км/сек) 10—12 км; при этом она возрастает в зоне распространения крупных гранитных плутонов Западно-Карельского антиклинория. Увеличение мощности коры под этим антиклинорием, по-видимому, имеет структурное значение, так как Э. Пентилла (1969) и другие сейсмологи на его продолжении в Центральной Финляндии также отмечают увеличенные мощности коры (45—46 км).

Аномальные малые глубины до поверхности М (27—29 км) установлены в Южной Финляндии для западного продолжения Выборгского массива рапакиви и сопредельных с ним районов побережья Финского залива, это определяет не только особое структурное положение названной наиболее крупной на Балтийском щите посторогенной интрузии, но и связь ее с подкоровым субстратом. В рельефе поверхности М выделяется также район позднеорогенных девонских интрузий на Кольском полуострове. Так, например, Г. Д. Панасенко отмечает, что под Хибинским массивом щелочных пород поверхность М поднята до отметки 30 км.

Кора под среднепротерозойскими наложенными синклинорными структурами обладает рядом характерных особенностей, не свойственных коре карелид и беломорид. Об этом свидетельствуют глубинные разрезы через Имандра-Варзугский и Печенгский синклинории (рис. 5). Обе эти структуры сложены эффузивными и эффузивно-осадочными сериями мощностью до 12 км для первой и до 5—7 км для второй. При этом под Имандра-Варзугским синклинорием гранитный слой выпадает из разреза коры, и эффузивно-осадочные серии лежат непосредственно на гранулито-базальтовом комплексе, которым здесь представлен базальтовый слой. В пределах Печенгской структуры среднепротерозойские серии, по-видимому, лежат на гранито-гнейсовом субстрате, имеющем малую мощность.

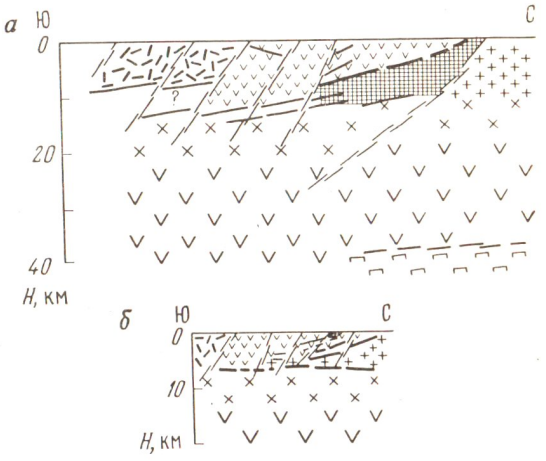


Рис. 5. Сейсмические разрезы земной коры структурно-фациальных зон восточной части Балтийского щита, по И. В. Литвиненко и С. А. Анкудинову (1971)

а — Имандра-Варзугский синклинорий (поздние карелиды); *б* — Печенгский синклинорий (средний протерозой). Условные обозначения см. рис. 4

Как и в других районах Европейской платформы, с помощью глубинных сейсмических исследований были доказаны глубинные разломы, нарушающие сплошность коры и определяющие ее блоковое строение. Они выделяются по данным потери сейсмической корреляции и смещениям границ в консолидированной толще коры. Однако в отличие от других районов здесь эти смещения, по-видимому, нигде не имеют большой амплитуды. По поверхности М она оценивается в 1—2 км. Все они являются крутопадающими. Н. К. Булин показал, что некоторые разломы Южной Карелии могут быть прослежены до глубины свыше 70 км.

На Кольском полуострове впервые в практике глубинных сейсмических зондирований И. В. Литвиненко и его коллеги установили пологопадающие дизъюнктивные тектонические нарушения. Из них одно, ограничивающее с юга Кольско-Кейвский синклинорий, падает на юг под углом около 40° и прослеживается на глубину свыше 30 км. Другое — пологий разрыв (падение около 30°) — ограничивает с севера Имандра-Варзугский синклинорий. Он по сейсмическим данным может быть прослежен на глубину более 40 км. Из пологопадающих разрывов на Кольском полуострове И. В. Литвиненко и К. А. Некрасова указывают надвиг карельских структур на Беломорский массив в Северной Карелии. В отличие от этих пологих дизъюнктивных тектонических нарушений крутым является разлом, отделяющий Балтийский щит от байкалид Баренцевоморской плиты (см. рис. 4).

Данные о строении коры Белорусского массива основаны на наблюдениях поверхностных волн от удаленных землетрясений в районе сейсмологической станции Плещеницы. По данным Ж. П. Хотько, средние скорости в коре здесь 6,0—6,1 км/сек; общая мощность коры 36 км при мощностях гранитного слоя

16 км и базальтового слоя 20 км. Гравиметрические расчеты, выполненные названным исследователем, опирающиеся как на отмеченные мощности коры в районе станции Плещеницы, так и на данные о мощностях коры в соседних районах Украины, позволили ему составить схематическую карту рельефа поверхности М для всей Белоруссии. Эта карта свидетельствует о намечающейся тенденции возрастания глубин до нее в направлении Балтийской синеклизы и Оршанского прогиба, где в фундаменте распространены нижнепротерозойские комплексы пород.

Имеются также предварительные сейсмологические данные о глубинах до поверхности М и для юго-восточного продолжения беломорид в районе Северо-Двинского массива. Здесь в долинах рек Сухоны и Вычегды и близ Котласа они изменяются от 34 до 39 км. Малые глубины до этой поверхности отмечены под Предтиманским прогибом. В Средне-Русской зоне авлакогенов в районе Кинешмы и на северо-восток от нее по сейсмическим данным глубины до поверхности М составляют 35—36 км.

Сарматский мегаблок объединяет Украинский и Воронежский массивы, разделяющую их Днепровско-Донецкую впадину, южную окраину Московской синеклизы и некоторые другие сопредельные структуры.

Более детально сейсмическими методами изучено строение коры Украинского массива и Днепровско-Донецкой впадины. Для других структур имеются лишь отдельные глубинные сейсмические разрезы. Из большого числа опубликованных исследований о строении коры отметим лишь итоговые работы, а также работы, в которых представлены главные глубинные сейсмические пересечения. Авторами их являются: Б. К. Зиньковский и С. С. Чамо (1971), З. А. Крутиховская (1971), Н. И. Павленкова (1969), Н. И. Павленкова, В. Н. Пилипенко, В. А. Роман (1972), В. Б. Соллогуб (1972), В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов (1971), С. С. Чамо и др. (1971), А. В. Чекунов (1972) и др.

Как отмечают В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов, в разрезе коры Украинского массива поверхности гранитного слоя обычно характеризуются граничными скоростями 6,0—6,2 км/сек. Лишь в районе Коростеньского плутона и Белозерского рудного района граничные скорости аномально увеличиваются до 6,5—6,7 км/сек. В интервале глубин от 8—10 км и до 30 км во многих районах наблюдается слабое нарастание эффективных скоростей, что с учетом других данных позволяет рассматривать эту часть разреза коры как зону инверсии скоростей — слой пониженных скоростей. В Белозерском железорудном районе установлено два раздельных слоя пониженных скоростей. Внутри гранитного слоя местами фиксируются промежуточные преломляющие разделы с $v_г$ 6,3—6,8 км/сек.

Поверхность базальтового слоя ($v_г$ 6,8—7,2 км/сек) представляет собой не единый сейсмический раздел, а некоторый условный уровень, отделяющий более скоростную нижнюю часть коры от верхней, менее скоростной. В северо-восточной и юго-западной частях Украинского массива поверхность базальтового слоя выражена менее отчетливо, а под Коростеньским плутоном она вообще не может быть выделена. Более четко эта поверхность намечается под Днепровско-Донецкой впадиной и в центральных районах Украинского массива. Нижняя часть базальтового слоя (ниже 30 км) характеризуется быстрым возрастанием эффективных скоростей. Здесь выделяется раздел с $v_г$ 7,3—7,5 км/сек. Высокоскоростным является базальтовый слой в зоне Днепровско-Донецкого авлакогена ($v_п$ 6,8—7,6 км/сек), в отличие от относительно низкоскоростного гранитного слоя ($v_п$ 6,0—6,4 км/сек).

Поверхность М в разных районах имеет неодинаковое выражение. Реже она представляется в виде четкого раздела с $v_г$ 8,0—8,2 км/сек. Между корой и верхней мантией часто выделяется промежуточная зона, для которой характерно быстрое нарастание скоростей от 6,8—7,0 до 8,0—8,2 км/сек. Мощность этой переходной зоны 3—5 км. Под Днепровско-Донецким авлакогеном она, по-видимому, возрастает до 10 км. Под другими структурами такая переходная зона может быть еще больше (до 15 км). Известен и третий случай, когда между корой и верхней мантией присутствует не одна, а две или даже три

равнозначных границы М. Из них нижние границы В. Б. Соллогуб (1972) рассматривает как древние границы М (границы «пра-Мохо»).

В последние годы представления о рельефе поверхности М под Украинским массивом были радикально пересмотрены. Если ранее структуры в рельефе этой поверхности казались в общем согласованными с общей вытянутостью Украинского и Воронежского массивов, то теперь, после проведения профиля ГСЗ вкрест простирания докембрийских структур, четко определилась их субмеридиональная ориентировка, соответствующая простиранию нижнепротерозойских тектонических комплексов. При этом установлена резкая расчлененность рельефа поверхности М (рис. 6). Доказано, что в целом для архейских массивов типичны малые и средние мощности коры (30—40 км) и небольшие мощности гранитного слоя (10—12 км и менее), а для нижнепротерозойских структур — увеличенные мощности коры (до 54 км) и большие мощности гранитного слоя (до 20 км и более).

Такие увеличенные мощности коры под нижнепротерозойскими структурами охватывают как синклинории (Орехово-Павлоградский и Криворожско-Кременчугский), так и сопряженные с ними антиклинорные зоны, где развиты крупные интрузии гранитоидов. Отмечая значительную амплитуду изменения глубин до поверхности М на Украинском массиве (до 54 км), В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов (1971) подчеркивают, что либо существующие представления об изостатической компенсации на уровне поверхности М не универсальны, либо процесс изостатического выравнивания является гораздо более длительным, чем предполагалось ранее.

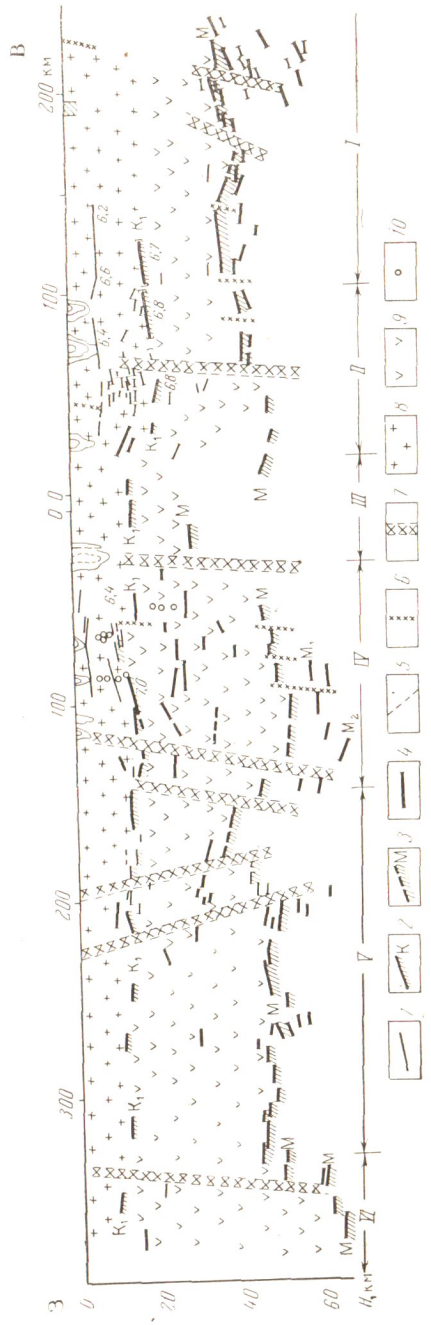


Рис. 6. Сейсмический разрез земной коры по профилю Умань — Кировоград — Таганрог (Соллогуб, Чекунов, 1971)

1 — преломляющие границы в гранитном слое; *2* — поверхность базальтового слоя; *3* — поверхность Мохоровичича; *4* — отражающие площадки в консолидированной коре; *5* — разломы по геологическим данным; *6* — то же, по сейсмическим данным; *7* — крупные разломы по сейсмическим данным; *8* — гранитный слой; *9* — базальтовый слой; *10* — точки дифракции. Геологические структуры: *I* — Азовский блок архейских структур; *II* — Орехово-Павлоградская раннепротерозойская складчатая система; *III* — Криворожско-Кременчугская раннепротерозойская складчатая система; *IV* — Криворожский блок архейских структур; *V* — Одесско-Тальновская раннепротерозойская складчатая система.

Криворожско-Кременчугская зона больших мощностей коры, по-видимому, продолжается на север в пределы Днепровско-Донецкой впадины и Воронежского массива и на юг — в область Причерноморской впадины и Крымских гор, где также установлены большие мощности коры (до 50 км).

В целом данные глубинных сейсмических исследований показывают, что рельеф поверхности М, типичный для докембрийских структур Украинского

массива, по-видимому, простирается на юг в пределы Одесского залива, Степного Крыма, Азовского моря и Предкавказья, т. е. в область Скифской плиты. Однако не доказано наличие этих структур в областях крымских и кавказских альпид и в пределах глубоководной части Черноморской впадины.

В северном направлении субмеридиональные поднятия и прогибы в рельефе поверхности М пересекают Днепровско-Донецкую впадину и продолжаются на южных склонах Воронежского массива. Однако в зоне Днепровско-Донецкой впадины контрастность форм рельефа поверхности М ослабевает. Об этом свидетельствуют данные Н. И. Павленковой по профилю ГСЗ, проведенному вдоль Днепровско-Донецкой впадины. Глубины до поверхности М вдоль этого профиля в целом плавно изменяются в пределах от 35 до 42 км на востоке и до 50 км на западной окраине авлакогена. Причем под авлакогеном наблюдается соответствие максимальных мощностей осадочной толщи и минимальной мощности консолидированной коры.

Кратко охарактеризуем особенности глубинного строения коры в районах развития главных типов тектонических структур.

Разрезы коры архейских структур в районах распространения крупных интрузий гранитоидов мощнее и гранитный слой здесь толще, чем в районах, где эти интрузии отсутствуют. Так, например, в районе Шепетовки широко развиты раннеорогенные граниты, плагиограниты и чарнокиты чудново-бердичевского комплекса, здесь мощность консолидированной коры около 40 км и мощность гранитного слоя 15—16 км. Примерно такие же мощности коры характеризуют районы распространения гранитоидов в Запорожском и Приазовском архейских массивах. Для районов преимущественного распространения гнейсовых серий близ Кишинева мощность консолидированной коры сокращается до 34—35 км и гранитного слоя — до 11—12 км. В Западно-Ингулецкой зоне мощность консолидированной коры сокращена до 30 км. Причины этой эмпирически устанавливаемой зависимости между мощностью коры и мощностью гранитного слоя пока остаются не выясненными.

Для поверхности базальтового слоя характерны граничные скорости 6,8—7,0 км/сек. В средней части базальтового слоя под архейскими, так же как и под протерозойскими структурами часто прослеживается граница с $v_г$ 7,2—7,3 км/сек. Для поверхности М типичны граничные скорости 8,0—8,2 км/сек.

Как отмечалось, мощность коры под нижнепротерозойскими структурами значительна. Так, например, под Криворожско-Кременчугским синклинорием она 54 км, а под Верховецким и Орехово-Павлоградским синклинориями — до 45—50 км. Мощности гранитного слоя соответственно равны 18 и 20 км. Для Конкского синклинория средняя мощность коры порядка 45 км (изменения от 42 до 50 км). Мощность гранитного слоя обычно превышает 15 км.

Под Криворожско-Кременчугским синклинорием в верхней части гранитного слоя (глубины 4—10 км) выделяется граница с $v_г$ 6,2—6,6 км/сек, возможно, соответствующая архейскому цоколю нижнепротерозойского складчатого комплекса. С учетом этого под нижнепротерозойскими синклинориями вертикальная мощность архейских и катархейских образований в нижней части гранитного слоя, по-видимому, не превышает 10—12 км. Для поверхности базальтового слоя типичны значения $v_г$ 6,7—6,8 и реже 7,0 км/сек. Под Криворожско-Кременчугским синклинорием в базальтовом слое установлены относительно крутопадающие границы, ориентированные отлично по отношению к границе, отделяющей этот слой от гранитного. Мощность базальтового слоя под Криворожско-Кременчугским и Верховецким синклинориями, по-видимому, достигает предельно больших величин (35 км и более).

Кора под среднепротерозойскими структурами пока изучена недостаточно. Проведенными сейсмическими работами установлено, что в области распространения овручской серии и под коростеньским интрузивным комплексом на глубине около 5 км располагается граница с $v_г$ 7,0 км/сек. Здесь кора, по данным ГСЗ, имеет мощность около 40 км. Если принять указанную границу за поверхность базальтового слоя, пришлось бы допустить, что почти весь разрез коры образован породами высокой основности, имеющими большую

плотность. В результате должна была бы возникнуть положительная гравитационная аномалия высокой интенсивности. Однако этому предположению противоречат фактические данные.

Над Коростеньским плутоном отмечаются только слабые положительные и местами даже отрицательные аномалии. Следовательно, разрез коры ниже указанной границы должен быть образован как породами базальтового состава, так и менее плотными, скорее всего кислыми разностями пород, которые в виде тектонических пластин или других образований, вероятно, расслаивают тела габбро-лабрадоритов. Таким образом, прежние представления о батолитовой форме Коростеньского плутона не соответствуют действительности. Разрез Коростеньского плутона по сейсмическим данным показан на рис. 7. В. Б. Соллогубом и др. по результатам глубинных сейсмических исследований установлено наличие серии сквозькоровых и внутрикоровых разломов. Из них часть смещает поверхность М.

Кора Украинского массива рассечена многими глубинными разломами. Они фиксируются на основании нарушения корреляции сейсмических волн со смещением времени или без смещения (в виде резкого исчезновения интенсивных волн), появлением нерегулярных локальных волн, изменением динамических характеристик волн, изменением значений средних и граничных скоростей, сменой характера сейсмического разреза, что, в частности, выражается в изменении количества регистрируемых волн и их типов (Соллогуб, Чекунов, 1971). К числу таких разломов относятся Конкско-Белозерский, Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский, Одесский, Белозерский и др.

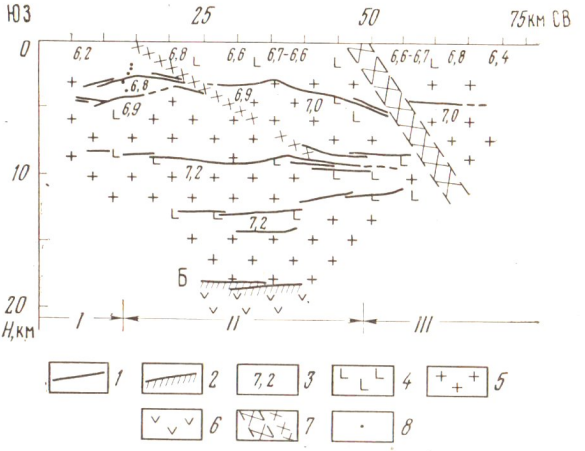


Рис. 7. Сейсмический разрез земной коры в районе Коростеньского плутона (Соллогуб, Чекунов, 1971)

1 — границы в консолидированной коре; *2* — поверхность базальтового слоя; *3* — граничная скорость, км/сек; *4* — габбро-лабрадориты и их глубинные аналоги; *5* — гранитный слой; *6* — базальтовый слой; *7* — разломы; *8* — точки дифракции. Тектонические блоки: *I* — Коростеньский, *II* — Волынский, *III* — Чаповический.

Субмеридиональные разломы в докембрии Украинского массива подчинены простираниям нижнепротерозойских структур и, как показал А. В. Чекунов (1972 и др.), представляют собой древние крупные линеаменты длительного развития, прослеживающиеся в фундаменте более молодых тектонических структур (Днепровско-Донецкой впадины, Скифской плиты и др.). В значительной мере именно они определили положение Криворожско-Кременчугского и других синклинориев, которые рассматриваются в качестве надразломных структур (Крутиховская, 1971). По сейсмическим данным они прослеживаются на глубины свыше 60 км и приводят к смещению поверхности М до 4—5 км. Важно отметить, что в направлении к поверхности амплитуда разломов уменьшается. С Орехово-Павлоградским разломом связаны внедрения ультраосновных пород, являющихся причиной возникновения крупных аномалий силы тяжести (например, Ново-Царицынской на юге Украины). Тектонические движения по этим разломам отмечаются на продолжении всей геологической истории, включая кайнозой.

Крупное геологическое значение имеют зоны глубинных разломов, которыми ограничен Днепровско-Донецкий авлакоген. Они простираются почти поперек к субмеридиональным разломам и во многом являются конседиментационными. Эти разломы наклонены в сторону авлакогена (рис. 8) и свидетельствуют о том, что авлакоген является структурой растяжения. По

разломам в девонское время и позднее поднимались магматические расплавы образовавшие покровы и отдельные тела, выражающиеся локальными максимумами аномалий силы тяжести. Такова природа Лохвицкого и некоторых других гравитационных максимумов.

В геологическом отношении интересна рассмотренная Ф. А. Лещуком зона глубинных нарушений под Октябрьским щелочным массивом в Приазовье. Массив по сейсмическим данным прослеживается на глубину 3—4 км, хотя не исключено, что его корневая часть простирается еще глубже. Ниже массива до глубин не менее 25—28 км отмечается неширокая зона частых отражающих площадок и более протяженных границ раздела, сменяющаяся глубже зоной потери сейсмической корреляции, достигающей поверхности М. Эти материалы свидетельствуют о прямой или косвенной связи щелочных интрузий с подкоровым субстратом.

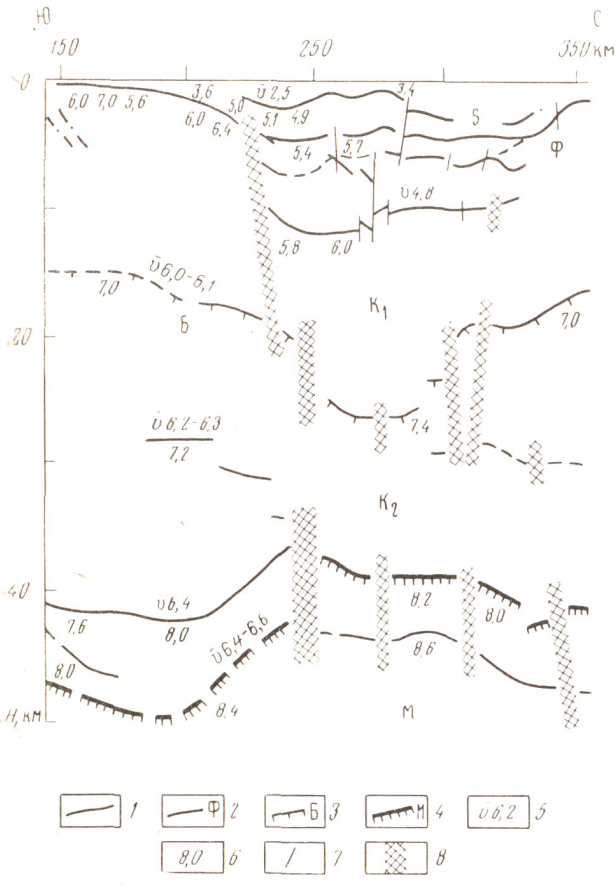


Рис. 8. Сейсмический разрез земной коры через Днепровско-Донецкий авлакоген, по В. Б. Соллогубу

1 — поверхности раздела в осадочной толще, консолидированной коре и верхней мантии; *2* — поверхность фундамента; *3* — поверхность базальтового слоя; *4* — поверхность Мохоровичича; *5* — средняя скорость, км/сек; *6* — граничная скорость, км/сек; *7* — разломы по геологическим данным; *8* — разломы по геофизическим данным; **S** — осадочная толща; K_1 — гранитный слой; K_2 — базальтовый слой; М — верхняя мантия

Следует также отметить разломы, пограничные с Альпийским складчатым поясом юга СССР. По сейсмическим данным, они несомненно достигают поверхности М и падают в сторону Европейской платформы, что особенно рельефно выражено на северной окраине Скифской плиты. Здесь под чехлом платформенных отложений докембрийские структуры Украинского массива надвинуты на герцинские и байкальские комплексы Степного Крыма (рис. 9).

В отличие от обычных грабенообразных структур, которыми на Европейской платформе являются Пачелмский, Галический, Серноводско-Абдулинский и другие относительно небольшие по протяженности и глубине авлакогены; Днепровско-Донецкий авлакоген, согласно В. К. Гавришу, относится к рифтогенному типу. Он имеет протяженность свыше 1000 км и, как указывалось, большую глубину (8—10 км, на юго-востоке даже до 15—20 км). Его структурное положение, по В. Е. Хаину, А. А. Борисову, Н. Ю. Успенской и другим, определяется принадлежностью к системе крупного линеамента (планетарной системе дизъюнктивных тектонических дислокаций), который протягивается из районов Западной Украины через Донецкий кряж и Мангышлак почти до низовий р. Амударьи. По-видимому, эта связь Днепровско-Донецкого авлакогена с тектоническими дислокациями планетарного порядка определила перестройку земной коры в его пределах, устанавливаемую по сейсмическим данным.

Строение коры Днепровско-Донецкого авлакогена неоднократно рассматривалось в работах В. Б. Соллогуба, С. И. Субботина, Н. И. Павленковой и многих других геофизиков. Оно представляется следующим образом. Для крыльев Днепровско-Донецкой впадины типичен такой же разрез коры, как и для соседних районов Украинского и Воронежского массивов. Общая мощность коры здесь оценивается от 45 до 50 км, из которых на долю гранитного слоя приходится от 18 до 23 км. Граничная скорость вдоль поверхности базальтового слоя равна 6,7—7,0 км/сек, а мощность базальтового слоя изменяется от 25 до 30 км.

В отличие от крыльев впадины для зоны Днепровско-Донецкого авлакогена отмечается общее утонение коры, которое происходит в основном за счет сокращения мощности базальтового слоя. При этом утонение коры оказывается менее значительным в северо-западных районах, где глубина авлакогена наименьшая, и гораздо большими в районах с максимальными глубинами до кристаллического основания. Соответственно устанавливается сокращение мощности консолидированной части коры, а также поднятие поверхности М, характеризующее появление «антикорня». При всем этом мощность гранитного слоя почти не изменяется.

В целом поверхность кристаллического основания образует прогиб, а поверхность М — встречное поднятие (см. рис. 9). Такой тип соотношений этих поверхностей получил название обратного соответствия (Беляевский, 1969). Явление сокращения мощности базальтового слоя и поднятие поверхности М С. И. Субботин и др. (1968) объясняют расплавлением нижней части базальтового слоя и верхней части мантии, а также их перемешиванием вследствие конвекции. После остывания расплава поверхность М, разделяющая менее плотный базальтовый слой и более плотную мантию, оказывается перемещенной вверх по разрезу коры. Причину расплавления вещества в основании коры названные

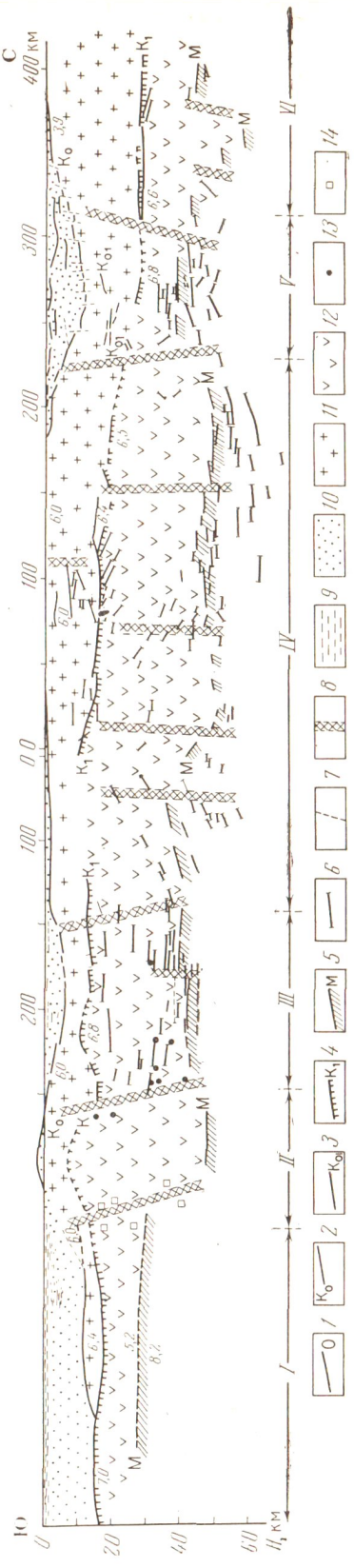


Рис. 9. Сейсмический разрез земной коры по профилю Воронежский массив — Черное море (Соллогуб, Чекунов, 1971)

Поверхности: *1* — раздела в осадочном чехле, *2* — фундамента, *3* — раздела ниже поверхности фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена, *4* — базальтового слоя, *5* — Мохоровичича; *6* — отражающие площадки; *7* — разломы по геологическим данным; *8* — разломы по сейсмическим данным; *9* — водная толща; *10* — осадочная толща; *11* — гранитный слой; *12* — базальтовый слой; *13* — точки дифракции; *14* — гипоцентры землетрясений. Геологические структуры: *I* — Черноморская депрессия; *II* — Крымский мегантиклинорий; *III* — Скифская плита; *IV* — Украинский массив; *V* — Днепровско-Донецкий авлакоген; *VI* — Воронежский массив

исследователи видят во влиянии мощного осадочного чехла (8—12 км), малая теплопроводность которого способствует накоплению тепла в глубинных недрах. Это приводит к настолько значительному повышению температуры, что породы коры и верхней мантии начинают плавиться.

Указанный процесс, по-видимому, невозможен при существующих величинах теплового потока (до 1,3 мкал/см^2·сек), так как сейсмическими исследованиями доказано, что вещество верхней мантии под Днепровско-Донецким авлакогеном находится в твердом состоянии. Поэтому следует предполагать, что в главную фазу формирования авлакогена (пермь и древнее) величина теплового потока была более значительной. Существенно иными представляются взгляды А. В. Чекунова (1972), который полагает, что утонение коры Днепровско-Донецкого авлакогена явилось следствием тангенциального растяжения.

Что касается Припятского грабена, то строение земной коры в его пределах изучалось только на основании гравиметрических расчетов. По данным Ж. П. Хотько, поверхность М под этим грабеном, возможно, располагается на глубине около 40 км, образуя не выступ, как под Днепровско-Донецким авлакогеном, а небольшой прогиб. Гранитный слой имеет мощность 14—15 км, а мощность базальтового слоя около 20 км.

Таковы общие черты строения коры довольно полно изученных сейсмическими методами Украинского массива и Днепровско-Донецкой впадины. Данные о глубинном строении Воронежского массива опираются на профиль, проведенный от Липецка через Рязань до Тумы (Зиньковский, Чамо, 1971). Вдоль трассы профиля под тонким чехлом осадочных отложений фундамент сложен нижнепротерозойскими и переработанными в раннем протерозое гнейсовыми толщами архея. Мощность коры на всем протяжении профиля свыше 50 км. Мощность гранитного слоя также велика (18—20 км), чем, по-видимому, объясняется более низкий уровень аномалий силы тяжести на Воронежском массиве по сравнению с Украинским массивом.

Расположенный близ восточной границы Сарматского мегаблока Пачелмский авлакоген простирается в зоне наиболее высоких мощностей коры (до 53 км). Этим его положение принципиально отличается от охарактеризованной выше позиции Днепровско-Донецкого авлакогена в зоне малых мощностей коры. По данным ГСЗ, Пачелмский авлакоген представляет собой тектонический трог шириной до 25—30 км и глубиной до 3—4 км, целиком заполненный рифейскими осадочными и вулканогенными толщами.

Восточные и западные ограничения Сарматского мегаблока не изучены. Его северные пределы характеризуются постепенным уменьшением мощности коры от 50 км в районе Тумы и до 38—40 км в Средне-Русской зоне авлакогенов. Вдоль нее по данным ГСЗ простирается система глубинных разломов, которая, по-видимому, определяет положение авлакогенов. Однако какой-либо перестройки коры в зоне авлакогенов не отмечается.

З а в о л ж с к и й м е г а б л о к включает Верхне-Камскую синеклизу, Волго-Уральскую антеклизу, сопредельные структуры Европейской платформы и, по-видимому, Предуральский краевой прогиб. Результаты проведенных в его пределах глубинных сейсмических исследований коры представлены в работах В. С. Дружинина и др. (1970), Н. А. Хрычева и др. (1968а). Имеющиеся сейсмические разрезы характеризуют строение консолидированной коры скрытых под осадочным чехлом Пугачевско-Жигулевского архейского и древнего Тараташского массивов. Северная окраина последнего слагает фундамент Верхне-Камской синеклизы и Предуральского краевого прогиба, а первый образует фундамент Волго-Уральской антеклизы. Некоторые данные о строении коры имеются и для блока нижнепротерозойских структур, которые, по Р. А. Гафарову (1970), разделяют названные массивы.

Архейские массивы здесь, как и в Сарматском мегаблоке, отличаются сокращенной мощностью в целом всей коры (25—32 км) и гранитного слоя (6—12 км). В разрезе коры (рис. 10) явно преобладает базальтовый слой (свыше 25 км). Исключением является только Предуральский краевой прогиб, где

мощность базальтового слоя сокращена до 6—8 км, что может быть связано с процессами фазовых переходов на границе кора—мантия. Об этом свидетельствует выявленная В. С. Дружининым и др. (1970) тонко расслоенная пачка, которая лежит в кровле верхней мантии в районе Верхне-Камской синеклизы и Предуральского краевого прогиба.

Скоростной разрез консолидированной коры здесь характеризуется следующими данными: граничные скорости вдоль поверхности фундамента (поверхности гранитного слоя) изменчивы и в общем довольно высокие (до 6,0—6,7 км/сек). То же наблюдается и вдоль поверхности базальтового слоя (от 6,5 до 7,2 км/сек). В нижней половине базальтового слоя типичен раздел с $v_г$ 7,1—7,2 км/сек. Поверхность М характеризуют граничные скорости 8,0—8,1 км/сек.

Сейсмические разрезы нижнепротерозойских структур отличаются несколько большей мощностью коры (до 42 км) и гранитного слоя (до 15—16 км).

Подобно Пачелмскому авлакогену, зона Серноводско-Абдулинского авлакогена ни в глубоких слоях консолидированной коры, ни в рельефе поверхности М отражения не имеет.

Заволжский мегаблок граничит с Уральской складчатой системой и Прикаспийской синеклизой по глубинным разломам, которые по сейсмическим данным прослеживаются через всю толщу коры.

П р и к а с п и й с к и й м е г а б л о к охватывает одноименную синеклизу. Результаты сейсмического изучения глубинного строения коры представлены в работах С. М. Альтера и др. («Состояние и задачи разведочной геофизики», 1970), И. В. Померанцевой (1965), И. В. Померанцевой и М. В. Марготьевой (1968), Д. П. Касаткина, С. С. Чамо и ряда других исследователей.

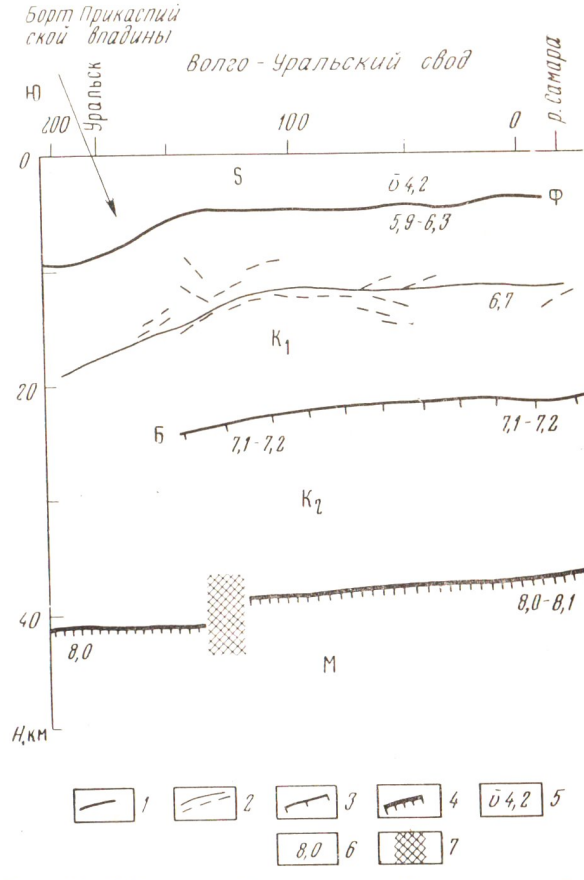


Рис. 10. Сейсмический разрез земной коры по профилю Бугульма — Ишимбай, по данным И. В. Померанцевой

1 — поверхность фундамента; *2* — поверхности раздела внутри гранитного слоя; *3* — поверхность базальтового слоя; *4* — поверхность Мохоровичича; *5* — средняя скорость, км/сек; *6* — граничная скорость, км/сек; *7* — разлом; S — осадочная толща; K_1 — гранитный слой; K_2 — базальтовый слой; М — верхняя мантия

Проведенные сейсмические работы показали, что мощность осадочной толщи изменяется от 3—4 км на окраинах синеклизы до 20—24 км в ее внутренней зоне. Это характеризует Прикаспийскую синеклизу как самый глубокий седиментационный бассейн на суше. Осадочная толща включает комплекс подсолевых (девон—нижняя пермь), соленосных (верхняя пермь) и надсолевых (мезозой—кайнозой) отложений. В северной прибортовой зоне девон, подстилающий подсолевой комплекс, непосредственно налегает на архейское гнейсовое основание. По направлению к внутренней зоне мощность соленосного и надсолевого комплексов возрастает до 10—12 км, а подсолевого — до 8—10 км.

В подсолевом комплексе внутренней зоны присутствуют полого залегающие додевонские толщи мощностью не менее 5—6 км, которые, вероятно, имеют нижнепалеозойский и верхнепротерозойский — вендский и рифейский возраст (Неволин, 1971). Характерны разломы амплитудой до 1—2 км, нарушающие подсолевой комплекс. Пластовые скорости в подсолевом комплексе возрастают с глубиной от 5,5 до 6,8 км/сек, а граничные скорости от 6,3 до 6,8 км/сек. Столь высокие скорости дают основание полагать, что подсолевой комплекс образован либо карбонатными породами (плотными известняками и доломитами), либо сильно измененными уплотненными осадочными или эффузивно-осадочными толщами. Их фундаментом во внутренней зоне Прикаспийской синеклизы является сейсмический раздел, который на основании высоких значений граничных скоростей (6,8—7,3 км/сек) С. М. Альтером и др. сопоставляется с поверхностью базальтового слоя. Здесь зона безгранитного слоя занимает сравнительно узкую полосу шириной не более 100 км и длиной не менее 400 км, вытянутую по широте примерно вдоль длинной оси синеклизы.

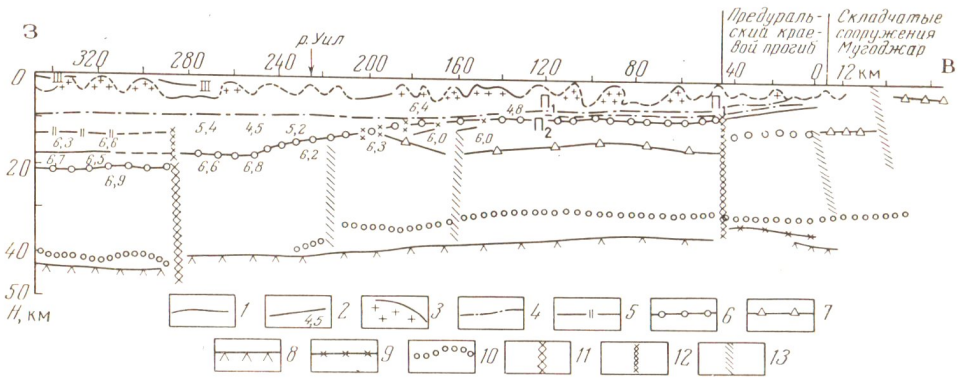


Рис. 11. Субширотный сейсмический разрез земной коры через внутреннюю и восточную зоны Прикаспийской синеклизы (Альтер и др., 1970)

1 — опорные отражающие поверхности в мульдах; *2* — поверхность в надсолевых отложениях, построенная по преломленным волнам; *3* — поверхность соленосных отложений по данным сейсморазведки; *4* — границы раздела по данным МОВ; *5* — преломляющие границы в подсолевой осадочной толще; *6* и *7* — поверхность фундамента, построенная по данным ГСЗ (*6*) и работ со станциями «Земля» (*7*); *8*—*10* — поверхность Мохоровичича, построенная по данным ГСЗ — МОВ (*8*), ГСЗ — КМПВ (*9*) и по данным работ со станциями «Земля» (*10*); *11* — глубинные разломы; *12* — прочие разрывные нарушения, по данным ГСЗ; *13* — разломы, по данным работ со станциями «Земля».

В прибортовой зоне гранитный слой ($v_п$ 5,9—6,1 км/сек) развит повсеместно. Его поверхность (поверхность фундамента) характеризуется граничными скоростями как обычными, так и более высокими, чем для других структур Европейской платформы (от 6,0 до 6,5 км/сек). По направлению к внутренней зоне синеклизы он выклинивается (рис. 11).

Для Прикаспийской синеклизы характерно слабо возмущенное, в основном отрицательное и нормальное поле магнитных аномалий, которое не может быть объяснено только глубоким погружением фундамента. Об этом свидетельствуют выполненные А. А. Борисовым и Г. И. Кругляковой пересчеты поля магнитных аномалий в верхнее полупространство на высоты 10 и 20 км. Названные исследователи отмечают, что поле магнитных аномалий на этих высотах обнаруживает определенные черты сходства с полями магнитных аномалий Беломорского и Северо-Двинского архейских массивов. Это дает основание предполагать распространение в фундаменте Прикаспийской синеклизы комплексов весьма древних пород докембрия. Для юго-восточной окраины синеклизы, где магнитное поле линейное, возможен более молодой возраст фундамента.

Мощность базальтового слоя ($v_п$ 6,5 км/сек) минимальна во внутренней зоне (8—10 км) и значительна в прибортовой зоне (20—23 км). По направлению к прибортовой зоне возрастает мощность консолидированной коры и уменьшаются граничные скорости вдоль поверхности М (от 8,5—8,6 до 8,0—8,2 км/сек).

Средний уровень глубин до поверхности М около 40 км. Однако в районе оз. Аралсор она образует локальное поднятие с амплитудой до 10 км, что, видимо, является основной причиной возникновения крупного Аралсорского гравитационного максимума. В районе этого максимума мощность базальтового слоя сокращена до 10—12 км, по-видимому, в результате внедрения мантийного комплекса пород в нижнюю часть коры.

Кроме Аралсорского, в пределах Прикаспийской синеклизы расположен не менее известный Хобдинский гравитационный максимум. Как показывают данные ГСЗ (Борисов, 1967), этому максимуму соответствует не поднятие поверхности мантии, а локальное увеличение мощности базальтового слоя (до 30 км). Поверхность базальтового слоя здесь, как и вообще во внутренней зоне Прикаспийской синеклизы, характеризуется высокой граничной скоростью (до 7,2 км/сек), что свидетельствует о высокой плотности пород, слагающих базальтовый слой.

Глубинные сейсмические исследования подтвердили, что тектонические ограничения Прикаспийской синеклизы связаны с глубинными разломами, рассекающими всю толщу коры. Эти разломы образуют сравнительно узкую полосу параллельных ступеней, погружающихся по направлению к внутренним частям синеклизы. Амплитуды смещения глубинных сейсмических границ в консолидированной толще коры по разломам достигают 1—2 км. Разломная полоса более отчетливо выражена в северной прибортовой зоне и менее ясно представлена вдоль южных ограничений синеклизы. Для внутренней зоны синеклизы характерны другие системы нарушений, создающих менее упорядоченную блоковую структуру. Эти разломы рассекают консолидированное основание и затухают в нижней части осадочной толщи.

По своей глубине, мощности осадочного чехла и выпадению из разреза коры гранитного слоя Прикаспийская синеклиза не имеет аналогов среди других расположенных на суше структур. Уникален и объем накопившихся в ее пределах осадочных толщ — около 5 млн. км^3, что составляет примерно 35—40% общей мощности осадочного чехла Европейской платформы. Возможным аналогом Прикаспийской синеклизы является синеклиза Мексиканского залива. В известных пределах Прикаспийскую синеклизу можно сравнивать с Южно-Каспийской и Черноморской впадинами. От них эта синеклиза отличается гораздо большей уплотненностью нижней части разреза осадочной толщи и большей мощностью коры.

Сокращение мощности консолидированной коры в Прикаспийской синеклизе, возможно, связано с преобразованием части базальтового слоя в вещество верхней мантии в результате фазовых преобразований, протекавших по мере прогибания ее кристаллического основания. В пользу этого предположения свидетельствует большая зона перехода от коры к верхней мантии (10—15 км), установленная И. В. Померанцевой и др. при сейсмологических исследованиях станциями «Земля». При этих же работах выявлена расслоенность верхней мантии до глубины около 100 км и намечен пологий наклон сейсмических слоев и границ в верхней мантии от Волго-Уральской антеклизы на юг, в сторону Прикаспийской синеклизы, возможно, свидетельствующий о связи ее формирования с процессами, протекающими на больших глубинах. Об этом же говорят результаты магнито-теллурического зондирования. По данным В. В. Голубкова, во внутренней зоне синеклизы (район Аралсорского гравитационного максимума) высокопроводящий слой в верхней мантии находится на глубине 140 км, т. е. на 100 км выше, чем под Актюбинском. Более высокое положение высокопроводящего слоя свидетельствует о большей разогретости мантии под синеклизой, чем в соседних районах платформы.

Печорский мегаблок включает структуры Тиманского кряжа и Печорской синеклизы и их продолжение в пределах Баренцева моря. Согласно А. К. Запольному (1970), осадочный чехол Печорской синеклизы начинается терригенными толщами кембрия—ордовика, над которыми залегают терригенные и частью карбонатные отложения среднего и верхнего палеозоя, а также слабо уплотненные отложения мезо-кайнозоя небольшой мощности. Суммарная

мощность осадочного чехла внутренних районов Печорской синеклизы, вероятно, достигает 8—10 км.

Фундаментом осадочного чехла Печорского мегаблока являются байкальские складчатые структуры, сложенные метаморфическими сланцами рифея. Их выходы известны в Тиманском кряже и на п-ове Канин. Недавно они были вскрыты скважинами под осадочным чехлом в Большеземельской тундре. Среди байкальских структур, возможно, заключены блоки карельских или более древних структур.

Глубинные сейсмические исследования показали, что в континентальной части Печорской синеклизы глубины до поверхности М изменяются в пределах 37—40 км. При этом минимальные мощности коры были отмечены в осевой части Тиманского кряжа (36—37 км) и несколько большие к северо-востоку от него, в Большеземельской тундре (до 38—40 км). Учитывая значительную мощность платформенного чехла (до 6—8 км и, возможно, более), следует считать, что мощность консолидированной толщи коры здесь не превышает 30—40 км, что заметно меньше средней мощности консолидированной толщи коры в районах распространения нижнего протерозоя на Русской плите. Характерным для этой части Баренцевоморской плиты является повсеместное распространение гранитного слоя, который слагает не менее половины толщи консолидированной коры.

Методом ГСЗ глубинное строение коры на северо-западе Печорского мегаблока исследовано И. В. Литвиненко и др. вдоль меридионального профиля, простирающегося от Кольского полуострова до внутренних районов Баренцева моря. Наибольшие глубины вдоль этого профиля отмечены непосредственно у берегов Кольского полуострова (42 км). В северном направлении они уменьшаются, и во внутренних районах Баренцева моря мощности коры не более 34—35 км. Краевой разлом, отделяющий докембрийские структуры Кольского полуострова от Баренцевоморской плиты, является границей, севернее которой мощность платформенного чехла быстро возрастает. Уже в 50—70 км от берега она достигает 6—8 км, а далее на север возрастает до 20 км. Здесь в средней части коры наблюдался сейсмический раздел с $v_г$ 6,7 км/сек, принимаемый за поверхность базальтового слоя, на которую, возможно, непосредственно ложится платформенный чехол. Поверхность М во внутренних районах Баренцевоморской плиты характеризуется обычными значениями граничных скоростей (8,1 км/сек).

Следует отметить, что районы с предполагаемым отсутствием базальтового слоя находятся в области, где аномальное магнитное поле континентального типа, тогда как западнее, в пределах Норвежского моря, как показали А. М. Карасик и др., распределение магнитных аномалий имеет черты, типичные для океанических рифтовых систем. Поэтому не исключено, что северная часть профиля ГСЗ вошла в зону северо-восточного окончания этой рифтовой системы.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

От Европейской Сибирская платформа отличается не только широким распространением в фундаменте архейских, главным образом раннеархейских структур, но и более ранними эпохами установления режима — в начале орогенного (свыше 2,5 млрд. лет), а затем и платформенного (около 900 млн. лет). Это позволяет относить ее к числу древнейших в мире.

Ограничения платформы на всем их протяжении разломные, фиксируемые по геологическим и геофизическим данным. Ее площадь почти 3,5 млн. км², из которых менее 15% занято выходами кристаллического основания, распространенного в пределах Алданского щита и Анабарского массива. Поэтому основные данные о тектонической структуре фундамента платформы были получены по материалам региональных геофизических работ.

Результаты комплексного анализа геологических и геофизических данных о строении Сибирской платформы приведены в работах Л. В. Булиной и

Т. Н. Спижарского (1970), П. Н. Кропоткина и др. (1971), К. Б. Мокшанцева и др. (1971), А. А. Николаевского (1968), К. А. Савинского (1972), Г. И. Штеха (1972) и многих других исследователей. Вопросам изучения строения земной коры методами глубинных сейсмических исследований посвящены работы С. В. Крылова, Б. П. Мишенькина и Г. В. Крупской (1970), И. К. Туезова (1965), И. И. Штутина и др. (1970), Б. Е. Шербаковой и др. (1969, 1970). Новые данные о строении коры по материалам глубинных сейсмических исследований получены Г. Д. Бабаяном и др. для Анабарского массива и Вилюйской синеклизы и Н. К. Булиным и др. — для Алданского щита.

Важное значение для анализа структуры Сибирской платформы имеют данные о распределении магнитных аномалий, которые отличаются дифференцированностью и в основном связаны с первыми 15—20 км консолидированной толщи коры. В платформенном чехле магнитными являются только трапповые излияния и интрузии.

Комплексный анализ геологических, магнитных и других геофизических материалов о ее тектоническом строении представлен К. Б. Мокшанцевым и др. По его данным, в структуре фундамента платформы следует различать восточную — Алдано-Анабарскую и западную — Иркутско-Тунгусскую архейские складчатые области, разделенные субмеридиональной зоной Саяно-Анабарского глубинного разлома.

Алдано-Анабарская складчатая область характеризуется высокими значениями положительных и отрицательных полосовых магнитных аномалий, образующих субмеридиональную и северо-западную ветви, сходящиеся в районе Анабарского массива. Между этими ветвями заключено расширяющееся к югу поле разноориентированных, нередко мозаичных и округлых, часто интенсивных отрицательных магнитных аномалий, распространенных на южных склонах Анабарского массива, и положительных аномалий в пределах центральной части Алданского щита. На все эти аномалии накладывается субширотная полоса нормальных и слабых отрицательных магнитных аномалий, типичных для Вилюйской синеклизы. Последняя делит Алдано-Анабарскую складчатую область на Алданский и Анабарский мегаблоки.

Центральная часть А л д а н с к о г о м е г а б л о к а образована нижним археем (возраст свыше 3,2—3,5 млрд. лет). Наиболее древняя иенгрская серия имеет видимую неполную мощность более 5 км. В ее составе преобладают глиноземистые гнейсы и кварциты, чередующиеся с пироксеновыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. На иенгрской серии несогласно лежат тимптонская и джелтулинская серии суммарной мощностью до 20—25 км. Тимптонская серия образована пироксеновыми, плагиоклазовыми, гранатовыми и другими гнейсами, гранулитами, амфиболитами и иного основного состава метаморфическими породами. В строении джелтулинской серии участвуют плагиоклазовые, глиноземистые и другие гнейсы, мраморы, диопсидовые и другие кристаллические сланцы.

Нижний архей был метаморфизован в условиях гранулитовой фации. Позднее он частично испытал регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации в связи с мигматизацией и гранитизацией. Самостоятельные тела гранитов и мигматиты типичны для иенгрской серии, которой также свойственны куполовидные, кольцевые и другие округлые формы структур. С ними связано появление слабоупорядоченного поля магнитных аномалий, тогда как для двух других нижнеархейских серий более характерны структуры линейного типа и удлиненные магнитные аномалии.

Для архея Алданского мегаблока, по С. С. Глебовскому, минимумы значений магнитных аномалий совпадают с участками пород низкой щелочности, а их высокие значения характерны для пород высокой щелочности с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации и переходу от нее к гранулитовой фации.

Нижнеархейские серии вдоль глубинных разломов граничат с расположенной на западе субмеридионально простирающейся Чаро-Олекминской складчатой системой и находящейся на востоке Маймакано(Оленёкско)-Батомгской

складчатой системой, для которой типично северо-западное простирание. В строении этих систем участвуют средне- и верхнеархейские толщи биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-амфиболовых, двуслюдяных и эпидот-биотитовых гнейсов, амфиболитов, кварцитов и кристаллических сланцев. Их мощность свыше 9 км, возраст более 2,6—2,7 млрд. лет.

В пределах Анабарского мегаблока распространение иенгрской серии предполагается только на южных окраинах, тогда как остальная его часть образована анабарской и другими сериями плагиогнейсов, биотит-гранатовых, гранат-гиперстеновых, двупироксеновых гнейсов, амфиболитов, мраморов и кальцифиров. Суммарная мощность нижнего архея достигает 20—25 км.

Для Иркутско-Тунгусской складчатой области, в отличие от Алдано-Анабарской, типичен нормальный фон магнитных аномалий, на котором выделяются отрицательные и положительные аномалии невысокой интенсивности, образующие дугообразноизогнутые субширотные полосы и округлые поля. Локальное значение имеют более интенсивные аномалии, связанные с траппами. Эта область разделена субширотной Иркинеевско-Чадобецкой авлакогенной зоной на Тунгусский и Иркутский (Тасеевский) мегаблоки. Авлакогенная зона выделяется четкой полосой магнитных максимумов.

Данные интерпретации аэромагнитных материалов позволили Н. Н. Дашкевичу, Д. И. Мусатову и В. И. Яскевичу (1970), К. Б. Мокшанцеву и др. (1971) заключить, что кристаллический фундамент Тунгусского мегаблока, по-видимому, сложен только нижним археем, для которого здесь, как и для полей распространения иенгрской серии, типичны округлые очертания магнитных аномалий. Некоторые сведения о составе кристаллического основания Тунгусской синеклизы дают обнаруженные к востоку от Норильска находки обломков докембрийских очковых гнейсов в эксплозивных накоплениях нижнего триаса. Раннеархейский возраст вероятен и для фундамента Иркутского мегаблока, что подтверждается результатами буровых работ и выходами нижнеархейских гнейсов и гранулитов в Шарыжалгайском выступе Восточного Саяна.

Верхний архей и нижний протерозой представлены двуслюдяными сланцами, филлитами, измененными туфами и другими метаморфизованными породами. Немагнитные или слабо магнитные толщи этого возраста слагают Оленёкское поднятие и, возможно, распространены в фундаменте Вилюйской синеклизы.

Отчетливым орогенным типом обладают нижне- и среднепротерозойские отложения, представленные молассовой, эффузивно-осадочными и эффузивными (трахибазальт-липаритовой и др.) формациями. Они прорваны гранитными интрузиями (возраст 1,7 млрд. лет и более) и выполняют узкие прогибы авлакогенного типа.

Платформенный чехол, слагающий плиту, включает три структурных яруса, разделенных несогласиями. Из них нижний (рифейский) образован терригенными и карбонатными отложениями, выполняющими прогибы и авлакогены; мощность этих отложений достигает 3—5 км. Средний ярус (вендско-нижнекаменноугольный) сложен терригенными, соленосными и карбонатными формациями мощностью до 3—4 км. Наконец, верхний ярус, охватывающий верхний палеозой, мезозой и кайнозой, представлен терригенными, частью угленосными формациями, а также вулканогенной траповой формацией, особенно типичной для перми и нижнего триаса.

Суммарный эффект погружений кристаллического фундамента, связанный с накоплением платформенного чехла, может быть выражен средней его мощностью 3,6 км, что существенно больше, чем, например, для Европейской платформы (2,4 км). При этом он достигает в Вилюйской и Тунгусской синеклизах, вероятно, 6—8 км и более, в Ангарской синеклизе 3—4 км и на Ангаро-Ленской ступени 2—2,5 км.

По окраинам на Сибирскую платформу накладывается рифейско-раннепалеозойский Предбайкальский краевой прогиб (глубины до 12 км), мезозойский Предстановой прогиб, распадающийся на ряд изолированных впадин

глубиной до 3—3,5 км, юрского возраста Предсаянский предгорный прогиб глубиной до 2 км и развивавшиеся главным образом в течение юры и мела Предверхоянский, Лено-Анабарский и Предтаймырский прогибы, где максимальные погружения фундамента достигают 8—10 км.

Для Сибирской платформы типичны протяженные зоны глубинных разломов. Обычно им соответствуют интенсивные полосы положительных магнитных аномалий и гравитационные ступени. В геофизических полях менее отчетливо выражены разломы, возникшие в орогенный этап, и четко представлены системы разломов, связанные с формированием платформенного чехла в Вилюйской синеклизе и других структурах.

Магматическая деятельность в платформенную стадию развития проявлялась в рифее, среднем и позднем палеозое и мезозое, когда происходили интрузии ультраосновного и основного состава и трапповые излияния. Общая площадь, занятая траппами на Сибирской платформе, достигает 1,5 млн. км². Из них до 900 тыс. км² приходится на Тунгусскую синеклизу. Здесь только за счет траппов мощность коры возросла более чем на 1 км. В мезозое на Алданском щите произошли внедрения значительных масс интрузивных пород щелочного состава.

Магматические проявления в чехле Сибирской платформы гораздо более обильны и более многократны, чем на других древних и молодых платформах Северного полушария. Они свидетельствуют о многих эпохах активизации подкоровых слоев, с которыми здесь связаны трапповые, кимберлитовые и другие магмы. Эклогиты, шпинелевые перидотиты, шпинелевые пироксениты и другие породы верхней мантии сравнительно часто встречаются в ксенолитах из кимберлитовых трубок. Они имеют неодинаковый возраст даже в пределах одних и тех же трубок (560—1800 млн. лет). При этом указанные породы обычно много моложе кристаллического фундамента (более 2,5 млрд. лет) и значительно древнее кимберлитов и других вмещающих изверженных пород (150—350 млн. лет и иногда несколько больше).

Сибирская платформа характеризуется преобладанием пониженных аномалий Буге, что соответствует ее высокому гипсометрическому положению, а равно и мощному платформенному чехлу. Для западной части платформы выделяется глубокий гравитационный минимум, охватывающий Тунгусскую синеклизу и Канско-Тасеевскую впадину. Также глубокой депрессией в аномалиях поля силы тяжести отличаются значительные пространства Вилюйской синеклизы и южная окраина Алданского щита. Для Анабарского и Оленёкского массивов и ряда других крупных положительных структур типичны более высокие значения аномалий Буге.

Эмпирически устанавливаемые корреляционные зависимости между аномалиями Буге и глубинами до поверхности М и другими глубинными границами были использованы многими исследователями для создания карт рельефа поверхности М и изучения строения коры (Николаевский, 1968 и др.). Проведенные в разных частях Сибирской платформы глубинные сейсмические исследования позволили значительно уточнить ранее сложившиеся представления.

Интересны данные точечных сейсмических зондирований в районах развития нижнеархейской иенгрской серии в южной части Анабарского мегаблока и в районе Вилюйской синеклизы, где, как было отмечено, под мощным чехлом осадочных отложений предполагаются выходы позднеархейских — раннепротерозойских комплексов кристаллических пород. Исследования, выполненные в 1969—1972 гг. Г. Д. Бабаяном и его коллегами по имеющимся предварительным данным, нередко показывают небольшие глубины до поверхности М (в пределах 40 км), относительно сокращенные мощности консолидированной коры, а также меньшие мощности гранитного слоя по отношению к базальтовому. При этом характерны высокие скоростные параметры для всей толщи консолидированной коры (рис. 12).

По сравнению с многими районами палеозойских и более молодых горно-складчатых областей верхняя часть консолидированной коры в этой части платформы обладает более высокими скоростными параметрами, о чем, в частности,

свидетельствуют граничные скорости вдоль поверхности фундамента (6,3—6,7 км/сек), считающиеся типичными для базальтового слоя. По данным названных исследователей, высокоскоростной является и нижняя часть коры, где для глубин от 15 до 20 км характерна $v_г$ 6,9—7,4 км/сек. Близкие граничные скорости наблюдались вдоль поверхности этого слоя на Украинском массиве и установлены в нижней части мощной коры Тянь-Шаня и других горно-складчатых сооружений. Наряду с этим для поверхности М здесь характерны обычные значения граничных скоростей (8,1—8,2 км/сек). Ниже поверхности М в верхней мантии обычно присутствует еще одна отражающая граница, расположенная на глубинах 42—50 км.

Разрез коры северных окраин Алданского мегаблока к востоку от Олекминска и к югу и юго-западу от Якутска близок к охарактеризованному. Глубина до поверхности М здесь также около 30 км и мощность консолидированной толщи коры сокращена до 26—28 км. Четко выражена значительная латеральная изменчивость граничных скоростей вдоль поверхности базальтового слоя (7,1—7,5 км/сек).

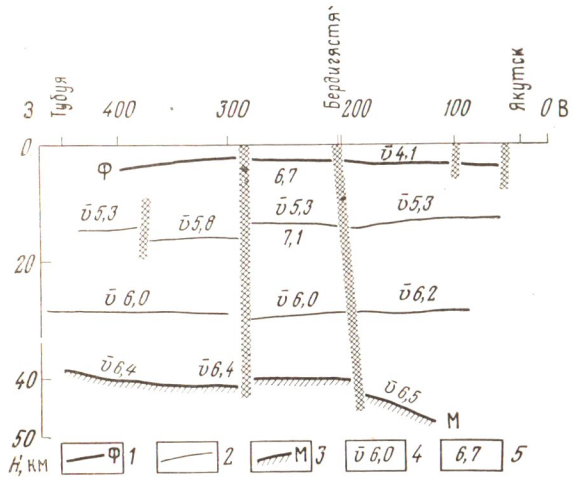


Рис. 12. Сейсмический разрез земной коры северного склона Алданского щита по профилю Якутск—Тубуя, по данным интерпретации С. В. Крылова и др.

1 — поверхность фундамента; *2* — поверхности раздела в земной коре; *3* — поверхность Мохоровичича; *4* — средняя скорость, км/сек; *5* — граничная скорость, км/сек

Сходные данные были получены и для более южных районов Алданского мегаблока, где работы велись Ю. И. Ситиным по методу обменных волн от землетрясений. В районах распространения иенгрской серии по этим данным мощности гранитного (?) слоя ($v_{ср}$ 5,7—6,1 км/сек) изменяются от 5—6 до 14—15 км. Общая мощность коры здесь увеличивается до 36—39 км за счет возрастания мощности базальтового слоя до 22—26 км. Некоторое возрастание мощности коры в южном направлении (до 36—39 км) характерно для районов распространения джелтулинской и тимптонской серий и мало связано с высоким гипсометрическим положением этой части Алданского мегаблока.

Глубинные сейсмические исследования показали, что вся толща консолидированной коры в восточной части Сибирской платформы рассечена глубинными разломами, проникающими в верхнюю мантию на глубину свыше 100 км (по результатам изучения обменных волн). По этим разломам отмечаются смещения поверхности фундамента до 2—3 км. По более глубоким границам в коре и по поверхности М смещения более значительны. Под Кемпендяйской впадиной поверхность фундамента располагается на глубине около 9 км. Ей соответствует более глубокое положение поверхности базальтового слоя и поверхности М. Последняя здесь отличается несколько повышенными значениями граничных скоростей (7,9—8,0 км/сек).

В отличие от Кемпендяйской впадины, под Сунтарским поднятием поверхность базальтового слоя и поверхность М образуют поднятия амплитудой до 6—7 км. По-видимому, отмеченные особенности строения глубинных недр являются основной причиной появления в поле аномалий силы тяжести, соответственно, очень крупных Сунтарского максимума и Кемпендяйского минимума. При этом участие глубинных границ в дислокациях, конформных изменениям гипсометрического положения поверхности фундамента, указывает на тектоническую причину возникновения этих гравитационных аномалий.

Имеющиеся сейсмические данные подтверждают предположение о широком распространении нижнеархейских комплексов в основании платформенного чехла Тунгусского мегаблока. В частности, аналогичным оказался разрез коры, полученный И. К. Туезовым для района Норильска, где мощность консолидированной коры равна 32—33 км и разделяющая ее примерно пополам поверхность базальтового слоя отличается высокими граничными скоростями (6,5—7,6 км/сек), тогда как для поверхности М типичны нормальные значения граничных скоростей (8,2 км/сек).

В пользу этого свидетельствует также и сейсмический разрез коры, полученный И. М. Штутиным и др. (1970) по данным работ со станциями «Земля» для Тунгусской синеклизы (рис. 13). Поверхность М здесь полого поднимается от 32—33 км на южных ее окраинах (пос. Соснино) до 29—30 км в центральной части (пос. Тура); при этом мощности консолидированной коры соответственно изменяются от 30 до 22 км. Максимальная глубина до поверхности фундамента

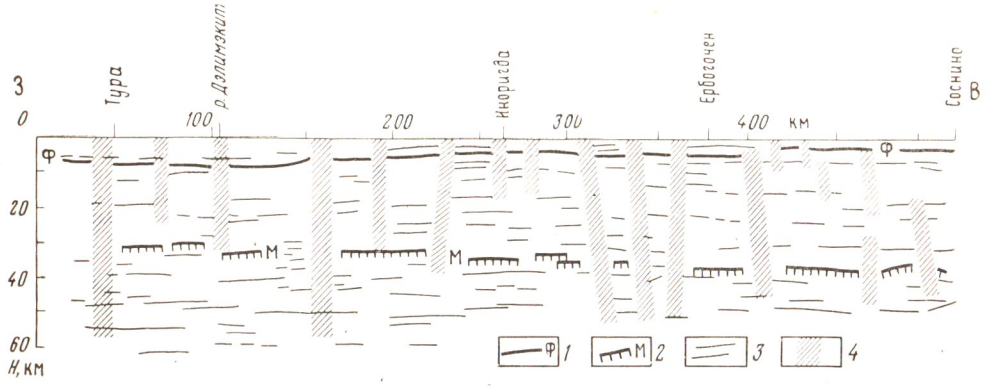


Рис. 13. Сейсмологический разрез земной коры и верхней мантии в центральной и южной частях Тунгусской синеклизы. Составил И. М. Штутин по материалам работ со станциями «Земля»

1 — поверхность фундамента; *2* — поверхность Мохоровичича; *3* — границы обмена в консолидированной коре и верхней мантии; *4* — разломы

в районе пос. Тура достигает 7—8 км. В средней части консолидированной коры намечается поверхность обмена, которая по отношению к поверхностям М и фундамента может быть принята за верхнюю поверхность раздела внутри базальтового слоя, выделенную для коры Анабарского мегаблока. При этом здесь, как и под Анабарским мегаблоком, в верхней мантии на глубинах 45—48 км имеется граница раздела.

В общем ту же картину строения коры дают и точечные глубинные сейсмические зондирования в пределах Иркутского мегаблока. Особенно характерным оказался его участок, примыкающий к Енисейскому кряжу, где мощность консолидированной коры по р. Ангаре не превышает 25—26 км. Здесь, как и в других районах Иркутского мегаблока, глубины до поверхности М достигают 38—39 км. Однако они возрастают в основном в результате увеличения мощности платформенного чехла (до 13—14 км). Консолидированная кора делится примерно на равновеликие части, соответствующие гранитному и базальтовому слоям.

Несколько большими мощностями обладает консолидированная кора на северо-востоке Иркутского мегаблока (около 35 км). Как показали работы И. М. Штутина, Б. Е. Щербаковой со станциями «Земля», восточнее Усть-Кута в консолидированной коре фиксируется мощная зона потери сейсмической корреляции, сопровождающаяся значительными вертикальными смещениями глубинных границ. Ей на Сибирской платформе соответствует смена типов аномальных магнитных полей, а также полоса крупных магнитных аномалий, вдоль которой прослеживается важнейшая на Сибирской платформе зона дизъюнктивных тектонических дислокаций — Саяно-Анабарский глубинный разлом. По

сейсмическим данным не менее четко выделяются разломы, прослеживающиеся вдоль Вилюйской синеклизы. Они рассекают всю толщу консолидированной коры и нижнюю часть осадочного чехла, образуя систему тектонических ступеней. Однако структура авлакогенного типа, аналогичная Днепровско-Донецкой, здесь отсутствует.

Сейсмические исследования также не показали сколько-нибудь крупных глубинных разломов в районе кимберлитовой трубки «Мир». Последняя по данным глубинных сейсмических зондирований расположена в пределах блока консолидированной коры, поднятого по отношению к соседним на 5—6 км в рельефе поверхности М.

Разломы, ограничивающие Сибирскую платформу, судя по данным глубинных сейсмических исследований, трассируются через всю толщу коры и приводят к смещению поверхности М до 3—5 км. Н. К. Булин (1972) отмечает, что зона разломов, отделяющая Алданский щит от Становой зоны, прослеживается на глубину 120—150 км. Все глубинные разломы, установленные по сейсмическим и сейсмологическим данным, характеризуются большими углами падения (свыше 70°).

Поверхность М на Сибирской платформе сейсмическими методами пока изучена недостаточно. Однако комплексное использование сейсмических и гравиметрических материалов позволяет предполагать, что в ее пределах глубины до поверхности М изменяются от 30 до 35—38 км. Причем в пределах Тунгусской и Вилюйской синеклиз они, по-видимому, несколько менее 30 км, а на Анабарском массиве, Алданском щите и в южных районах Иркутского мегаблока превосходят 35 км, достигая на Алданском щите 40—42 км.

Сейсмические профили, проведенные как вдоль, так и поперек складчатых структур кристаллического основания платформы, свидетельствуют об однородном сглаженном рельефе поверхности М. Для него не типичны «корневые» структуры, установленные на Украинском массиве, и соответственно в рельефе поверхности М не находят отражения разновозрастные складчатые структуры кристаллического основания. По отношению к ним поверхность М является эпигенетичной, т. е. более молодой. Причем не вызывает сомнения, что эта поверхность участвует в дислокациях, нарушающих рельеф кристаллического основания. Это доказывается в общем согласными прогибами поверхности фундамента и поверхности М в районах Вилюйской синеклизы и Предбайкальского краевого прогиба, а также глубинными разломами, нарушающими как ту, так и другую поверхности. Все это говорит о большей древности поверхности М по сравнению с наиболее древними толщами платформенного чехла и о ее более молодом возрасте, чем возраст раннеархейской складчатой структуры.

Значительный интерес для изучения состава глубинных недр представляет исследование ксенолитов, нередко встречающихся в кимберлитовых трубках и интрузиях на Сибирской платформе. Одноактный процесс формирования трубок взрыва приводит к захвату вмещающих пород на разных горизонтах коры и верхней мантии. Детальное петрографическое изучение ксенолитов из кимберлитовых трубок в районе Анабарского массива позволило Б. Г. Лутцу сделать вывод о том, что здесь основанием коры является слабо дифференцированный по составу комплекс основных пород, сложенный чарнокитами, амфиболитами и эклогитоподобными породами, переходными от гранулитов к бесполевошпатовым мантийным эклогитам.

В петрографическом отношении граница между корой и верхней мантией здесь, по-видимому, соответствует фазовому переходу пород, содержащих полевые шпаты, в бесполевошпатовые породы верхней мантии. Однако, рассматривая вопрос о природе поверхности М в этом районе, В. С. Соболев и Н. В. Соболев, также опираясь на данные петрографического изучения ксенолитов, отмечают, что основанием коры Далдынского алмазоносного района на Анабарском массиве являются эклогитизированные кристаллические сланцы, тогда как для района трубки «Обнаженная» нижняя часть коры, вероятно, образована не затронутыми эклогитизацией кристаллическими сланцами (гранулитами и др.), залегающими на шпинелевых перидотитах.

Б. Г. Лутц (1970) предполагает, что в высоких частях консолидированной коры наряду с указанными породами более широко развиты другие, существенно полевошпатовые породы, соответствующие гранулитовой фации метаморфизма, и, в частности, те из них, которые обнажены на земной поверхности. Все толщи пород нижнего архея названный исследователь относит к базальтовому слою, имея в виду, что для пород анабарского гранулитового комплекса нижнего архея типичны гораздо более высокие скорости распространения упругих волн и плотности, чем для пород гранитного состава.

На Алданском щите ксенолиты глубинных пород встречены в щелочных интрузиях в бассейнах рек Лены, Амги и Алдана. Эти ксенолиты, как показал А. Н. Угрюмов, образованы плагиоклазовыми и гранатовыми амфиболитами, горнблендитами, амфиболитовыми габбро и анортозитами. В районе распространения щелочных интрузий все эти породы на земной поверхности нигде не обнажены и поэтому их глубинное происхождение не вызывает сомнения. Названный исследователь полагает, что именно ими образован базальтовый слой, подстилающий нижнеархейские толщи гнейсов и гранулитов, которые он, вслед за Ф. С. Моисеенко (1969), относит к диоритовому слою. Над диоритовым слоем, согласно А. Н. Угрюмову, локально распространен гранитный слой, образованный гранито-гнейсами и собственно гранитами.

Как было указано ранее, вопрос о целесообразности выделения диоритового слоя является отнюдь не бесспорным. В связи с этим гранулитовые и гранито-гнейсовые комплексы раннего архея согласно принятой в данной работе стратификации (см. табл. 1) следует относить к гранитному слою (его нижней части). Разделом между гранитным и базальтовым слоями на востоке Сибирской платформы является граница с $v_г$ 6,8—7,2 км/сек.

Обнажающиеся на земной поверхности в районах Алдана и Анабара толщи метаморфических пород возникли в условиях температур и давлений, которые могли существовать на глубинах 15—20 км (Маракушев, 1971). По-видимому, такими пределами может быть оценена величина послениижнеархейского эрозионного среза кристаллического основания Сибирской платформы за промежуток примерно в 1 млрд. лет ее орогенного этапа развития до начала формирования платформенного чехла.

ГЛАВА IV

ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЛИТЫ

Для рассматриваемых далее Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит типичен гетерогенный фундамент, сложенный складчатыми комплексами байкальского, каледонского и герцинского возраста. Среди них заключены блоки более древних структур, образующих срединные (остаточные?) массивы. В строении фундамента Туранской и Скифской плит участвуют также складчатые структуры мезозойского возраста (Мангышлак, некоторые структуры Северо-Западного Предкавказья, Тарханкутский полуостров и др.). Столь сложное строение фундамента и значительные колебания мощности осадочного чехла (иногда свыше 10 км) во многом определили характерное для этих плит разнообразие аномальных геофизических полей и неоднородности строения и распределения мощности коры.

Каждая из этих плит обладает своими особенностями. Так, например, Западно-Сибирская и Скифская плиты имеют меньшую среднюю мощность коры по сравнению с Туранской. Для последней характерны прямые формы, а для первых двух обратные и сложные формы соответствий рельефа поверхности М и поверхности фундамента. Для Западно-Сибирской плиты намечается общее сокращение мощности консолидированной коры в сторону Карского моря. То же явление характерно и для полосы сочленения Скифской плиты с глубоководной частью Черноморской впадины к югу от Одессы и Херсона. Это, видимо, связано с процессами перестройки коры, протекавшими уже после образования этих плит. К числу новообразований в их пределах, вероятно, следует относить и утолщение коры под мезозойскими структурами Мангышлака.

Особенностью Туранской плиты являются рассматриваемые далее конседиментационные изгибы, охватившие всю толщу консолидированной коры, следствием которых явилось возрастание общей мощности коры во впадинах и утонение ее в пределах поднятий. По этим и другим особенностям кора эпипалеозойских плит существенно отличается от коры древних платформ и фанерозойских складчатых систем.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Западно-Сибирская плита не имеет четких разломных ограничений. На севере она, по-видимому, переходит в расположенную в зоне арктического шельфа Карскую плиту. На юге, в районе Тургайского прогиба она сливается с Туранской плитой. С запада под осадочный чехол плиты погружаются герциниды Уральской складчатой системы, а на востоке — герцинские структуры Таймыра и байкалиды Енисейско-Саянской складчатой системы. На юго-востоке основанием полого залегающего платформенного чехла являются каледониды и герциниды Северного Казахстана и Южной Сибири. Плита занимает целиком всю Западно-Сибирскую низменность.

Итоги глубинного геологического изучения Западно-Сибирской плиты представлены в работах П. К. Куликова (1968), М. Я. Рудкевича (1969), в монографии «Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты» (1971) и в трудах многих других исследователей. Результаты изучения глубинного строения коры сейсмическими методами освещены В. С. Дружининым и др. (1970), Ю. В. Ознобихиным, И. В. Резвовым, В. Д. Чекалевым (1972), в сборнике «Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири» (1970) и многих других изданиях.

Осадочный чехол Западно-Сибирской плиты сложен кайнозойскими, меловыми и юрскими преимущественно терригенными отложениями, мощность которых достигает во внутренних районах плиты 3,5 км, а в ее северных районах 7—8 км. Основанием мезозоя на востоке плиты и в пределах рассматриваемых далее срединных массивов служат палеозойские отложения платформенного типа.

В рельефе поверхности доюрского фундамента выделяются неглубоко погруженные и слабо расчлененные окраины плиты, получившие, по М. Я. Рудкевичу (1969), название уральского, казахстанского и других склонов. В более глубоких (внутренних) частях плиты установлены Средне-Иртышская, Мансийская, Ямальская и другие синеклизы и Хантейская и Верхне-Тазовская антеклизы. Характерным элементом рельефа поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты являются узкие протяженные грабенообразные структуры, заполненные толщами осадочных пород и эффузивов траппового типа, имеющих триасовый возраст. Наиболее значительной из них является Колтогорско-Уренгойский грабен. Антеклизы и синеклизы Западно-Сибирской плиты осложнены поднятиями и прогибами.

Для магнитного и гравитационного полей Западно-Сибирской плиты типична в общем невысокая интенсивность и преобладание линейной ориентировки аномалий. Характерно уменьшение интенсивности поля региональных аномалий в северном направлении.

Расчеты нижних кромок магнитовозмущающих масс, по данным Ю. Я. Ващилова и А. А. Сим, показали, что эти массы в большинстве располагаются в гранитном слое. Лишь в зоне уралид и в низовьях р. Енисея нижние кромки опускаются в базальтовый слой, а в пределах Колтогорско-Уренгойского грабена достигают поверхности М.

Типичны соответствия (до 75%) контуров и в значительной мере знаков магнитных аномалий и аномалий силы тяжести. Для западных (приуральских), северных и центральных районов Западно-Сибирской плиты устанавливаются обратные соответствия между знаками аномалий силы тяжести, магнитных аномалий и геологическими структурами, а для восточных и южных (приказахстанских) районов преобладают прямые соответствия. Поднятиям в рельефе фундамента соответствует возрастание значений аномалий силы тяжести, а впадинам — их уменьшение. Эти и другие данные в комплексе с результатами бурения послужили основой для тектонического районирования геологических образований, слагающих фундамент, и для выделения локальных структур.

В строении фундамента Западно-Сибирской плиты различают верхний и нижний структурные этажи («Геологическое строение Западно-Сибирской плиты», 1971). Верхний структурный этаж, образованный орогенными и субплатформенными формациями, известен также под названием «промежуточного структурного яруса». В центральных, западных и северных районах он развит только в изолированных узких прогибах, сложенных верхнепалеозойскими и триасовыми преимущественно терригенными отложениями мощностью до 2—3 км, а в Колтогорско-Уренгойском грабене — до 4—5 км. Почти повсеместно промежуточный ярус распространен в Касской, Тегульдетской и других крупных впадинах, наложенных на древнее складчатое основание. На востоке Западно-Сибирской плиты мощность промежуточного комплекса изменяется от 4—5 км и до 7—8 км. Представлен он каменноугольными, девонскими, силурийскими и нижнепалеозойскими отложениями. Нижне- и среднепалеозойские отложения образуют прерывистый субплатформенный покров мощностью

до 3—4 км в пределах рассматриваемых далее Уват-Хантымансийского и Барнаульско-Рубцовского срединных массивов.

Складчатый фундамент Западно-Сибирской плиты гетерогенен. Большая его часть составлена герцинидами, образующими три в значительной мере обособленные ветви. Одна из них, протягивающаяся на западе, принадлежит к Уральской складчатой системе, крупные структурные элементы которой по геофизическим и буровым данным прослежены от Тургайского прогиба до Обской губы. Здесь последовательно с запада на восток выделяются Ляпинский синклинорий (северное продолжение Тагило-Магнитогорского синклинория), Восточно-Уральский антиклинорий, Восточно-Уральский (Челябинско-Алапаевский) синклинорий и Зауральский антиклинорий. Все эти структуры имеют субмеридиональное (уральское) простирание. В районе Обской губы оно резко изменяется на северо-западное (пайхойское).

Антиклинории сложены докембрийскими гнейсовыми комплексами, а также ордовикскими и нижнекаменноугольными осадочными и вулканогенными толщами. Характерны крупные интрузии гранитоидов. В синклинориях распространены отложения среднего палеозоя, а на севере — также перми. Для Ляпинского синклинория типичны интрузии основных и ультраосновных пород. По-видимому, восточной границей Уральской складчатой системы в пределах Западно-Сибирской плиты, так же как и на юге, являются глубинные разломы, протягивающиеся к северу от Центрально-Тургайского глубинного разлома.

Вторая ветвь герцинид образует выделенную В. С. Сурковым («Геологическое строение Западно-Сибирской плиты», 1971) Центрально-Западно-Сибирскую складчатую систему, широкой полосой протягивающуюся от Ямала и Гыданского полуострова до Северо-Восточного Казахстана. Здесь к ней относятся герциниды Томь-Колыванских возвышенностей, Салаира, Калбы и Рудного Алтая. В строении этой складчатой системы под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты участвуют средне- и верхнепалеозойские осадочные толщи, прорванные интрузиями гранитоидов и основных пород. В Нарымско-Колпашевском районе внутри комплекса структур Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы предполагается блок древней (байкальской?) стабилизации, скрытый под покровом слабо нарушенных позднепалеозойских и триасовых отложений. Вдоль Колтогорско-Уренгойского грабена в районе полуостровов Ямал и Гыданского структуры рассматриваемой складчатой системы простираются субмеридионально и граничат с субширотными герцинидами Таймырской складчатой системы.

Третья (Салымская) ветвь герцинид образована северо-западным продолжением Зайсанской складчатой системы. Эта ветвь протягивается до Ишима, где предполагается ее торцовое сочленение с Уральской складчатой системой (Рудкевич, 1969). В строении Салымской ветви герцинид участвуют осадочные и вулканогенные толщи рифея, девона и карбона, прорванные интрузиями позднепалеозойских гранитоидов. Граница между Салымской ветвью и Центрально-Западно-Сибирской складчатой системой проходит вдоль глубинного разлома, вдоль которого протягиваются интрузии основных и ультраосновных (?) пород.

Каледониды в фундаменте Западно-Сибирской плиты известны на погруженном под осадочный чехол северном склоне Кокчетавской глыбы и в зоне северного продолжения структур Кузнецкого Алатау и Западного Саяна.

Восточная окраина фундамента Западно-Сибирской плиты образована байкальскими структурами Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Они в основном сложены метаморфическими комплексами протерозойских пород, среди которых возможны выступы более древнего докембрия. Байкальские складчатые структуры, вероятно, вырождаются в северном направлении, поскольку в низовьях Енисея разрез в основании юрских отложений представлен только субплатформенными и платформенными отложениями палеозойского и рифейского возраста. Граница байкалид и палеозоид под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты подчеркнута узкой полосой интенсивных магнитных аномалий, по-видимому, трассирующих зону глубинного разлома.

В комплексе складчатых структур фундамента Западно-Сибирской плиты выделяются Уват-Ханты-Мансийский и Барнаульско-Рубцовский срединные массивы, сложенные толщами сильно метаморфизованных сланцев и кварцитов, прорванных интрузиями гранитоидов и перекрытых слабо нарушенными толщами верхне- и средне(?)палеозойского возраста. Ограничены эти массивы разломами.

Для фундамента Западно-Сибирской плиты характерны крупные субмеридиональные разрывные нарушения, сопряженные с грабенами, возможно, имеющими рифтовую природу. Из них самым крупным является Колтогорско-Уренгойский разлом длиной около 1800 км. Он прослеживается от Карского моря на юг почти до Омска. Восточнее параллельно ему протягиваются Усть-Тымский, Худосеевский и другие разломы, частью сопровождающиеся грабенообразными структурами. В поле аномалий силы тяжести они выделяются полосами максимумов и положительными магнитными аномалиями.

Разновозрастные структуры фундамента Западно-Сибирской плиты в большей или меньшей мере отражены в особенностях строения коры (рис. 14).

Структуры Уральской складчатой системы под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты по данным ГСЗ характеризуются повышенными мощностями коры (42—48 км), увеличенной мощностью базальтового слоя (до 28—30 км) и мощностью гранитного слоя заметно меньшей, чем в других структурных блоках Западно-Сибирской плиты. Эти особенности сохраняются и в северных районах плиты, где мощность коры уралид в районе Обской губы, по данным наблюдений со станциями «Земля», также остается большой (до 46—48 км) главным образом за счет большей мощности базальтового слоя. В южных районах разлом, отделяющий уралиды от других структур Западно-Сибирской плиты, фиксируется в толще коры и верхней мантии зоной потери корреляции сейсмических волн (Антоненко, 1969; Хрычев и др., 1968), тогда как в более северных районах между Свердловском и Тюменью ему соответствует градиентная ступень в рельефе поверхности М. Последняя под уралидами отличается бóльшими значениями граничных скоростей (8,3 км/сек), чем во внутренних районах плиты.

Герциниды Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы по сравнению с уралидами имеют меньшую мощность коры (36—38 км) и изменчивые отношения мощностей гранитного и базальтового слоев. В одних блоках преобладает гранитный слой над базальтовым, в других наблюдаются обратные соотношения. Колтогорско-Уренгойский грабен в поле развития герцинид выделяется относительно меньшей мощностью гранитного слоя, увеличенной мощностью базальтового слоя (25—26 км), большей мощностью коры (до 42—43 км) и отчетливо выраженным «корнем». Разломы, ограничивающие этот грабен, рассекают всю толщу коры и направлены в стороны от грабена. Здесь поверхность М характеризуется не пониженной граничной скоростью, а нормальной (8,1 км/сек), что не подтверждает ранее высказанных предположений о рифтогенном типе Колтогорско-Уренгойского грабена.

В пределах Салымской ветви герцинид при таких же, как и в Центрально-Западно-Сибирской складчатой системе, мощностях коры, мощность гранитного слоя больше, чем базальтового. В верхней части гранитного слоя Салымской ветви, а равно и других герцинид Западно-Сибирской плиты, на глубинах 6—8 км почти повсеместно отмечается отражающая граница с $v_г$ 6,2—6,3 км/сек, возможно, соответствующая поверхности байкальского кристаллического основания. Основанием байкалид в Приенисейской зоне Западно-Сибирской плиты служит граница с более высокой скоростью ($v_г$ 6,3—6,6 км/сек).

Томь-Колыванский (Новосибирский) антиклинорий, расположенный в южной части Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы, характеризуется появлением прогиба в рельефе поверхности М («корня») глубиной до 43—44 км, что отличает его от других герцинских структур, распространенных в фундаменте рассматриваемой плиты. В западной части антиклинория

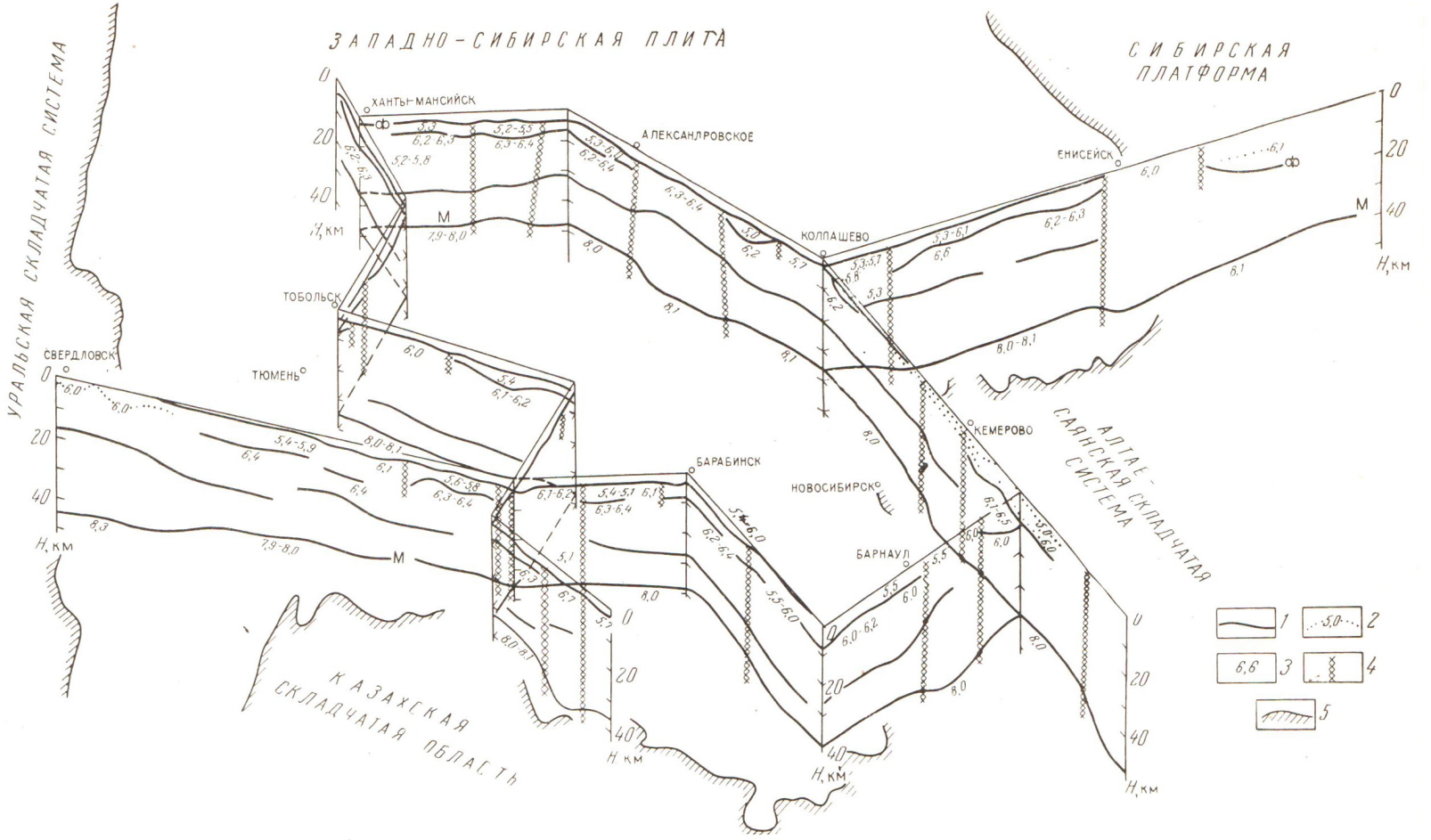


Рис. 14. Блок-схема строения земной коры Западно-Сибирской плиты, по данным точечных сейсмических зондирований (Пузырев, Крылов, 1971)

1 — сейсмические границы в консолидированной коре (Ф — поверхность фундамента; М — поверхность Мохоровичича); *2* — пластовая скорость, км/сек; *3* — граничная скорость, км/сек; *4* — разломы; *5* — границы складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты

С. Р. Пашутиной и др. установлена тонкая расслоенность коры и появление высокоскоростных границ в ее нижней части ($v_г$ 6,8—7,2 и 7,4—7,7 км/сек).

Байкалиды приенисейской части Западно-Сибирской плиты к востоку от г. Колпашево граничат с герцинидами Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы по глубинному разлому, отмеченному при сейсмических исследованиях во всей толще коры. Смещение поверхности М по этому разлому достигает 3—4 км. В южных районах распространения байкалид мощность коры увеличена (42—45 км) по сравнению со средней мощностью коры герцинид (38 км). Базальтовый слой резко преобладает над гранитным. Однако в северных районах, где, как отмечалось, байкалиды претерпевают вырождение, мощность коры резко сокращается. Особенно малыми мощностями, по-видимому, отличается кора Усть-Енисейской, Недояхской и, возможно, других глубоких впадин, где фундамент залегает на глубинах 8—9 км. По данным отдельных точечных сейсмических исследований поверхность М здесь значительно приподнята и по сравнению с другими районами Западно-Сибирской плиты, как показали Ю. В.Ознобихин, И. В. Резвов и В. Ф. Чекалев, находится на меньших глубинах (29—31 км). Мощность гранитного слоя под впадинами в рельефе фундамента сокращена. Поверхность базальтового слоя характеризуется высокими граничными скоростями (6,5—7,6 км/сек). Мощность базальтового слоя достигает 20 км.

Строение коры срединных массивов неодинаково. Так, мощность коры Барнаульско-Рубцовского массива 46—48 км, а Уват-Ханты-Мансийского массива не более 35—36 км. При этом под Уват-Ханты-Мансийским массивом мощность базальтового слоя наименьшая в пределах Западно-Сибирской плиты (10—12 км), тогда как для Барнаульско-Рубцовского массива она весьма значительна (свыше 30 км). Отмеченные выше разломы, по которым оба массива граничат с сопредельными более молодыми структурами, по сейсмическим данным имеют подкоровое заложение.

В целом, несмотря на сложность строения складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты, поверхность М здесь слабо расчленена и располагается на глубинах менее 40 км. Глубины до поверхности М убывают от западной и восточной окраин к центру и с юга на север. Таким образом, расположение глубин до поверхности М находится в обратном соответствии по отношению к распределению глубин до фундамента. Вычисленные коэффициенты корреляции между глубинами до поверхностей фундамента и М для внутренних районов Западно-Сибирской плиты изменяются от 0,79 до 0,84. Мощность базальтового слоя изменяется в общем согласно с изменением мощности всей коры, но с большей амплитудой (Пузырев, Крылов, 1971).

Использование корреляционных зависимостей между скоростью распространения упругих волн и плотностью горных пород для районов Западно-Сибирской плиты позволили рассчитать гравитационное влияние коры и получить остаточные аномалии силы тяжести (разность рассчитанного и наблюденного полей). Они оказались близкими к нулю. При этом в поле остаточных аномалий сохраняются аномалии с поперечником 100 км и более, которые могут быть связаны с изменениями плотностей коры в пределах $\pm 0{,}05$ г/см^3. Статистическая обработка результатов интерпретации аномалий силы тяжести и сейсмических данных для широтного отрезка р. Оби, по данным Ю. Я. Ващилова, показала, что главная часть плотностных неоднородностей коры тяготеет к поверхности базальтового слоя и к поверхности М. При этом предполагается значительная однородность вещества верхней мантии.

ТУРАНСКАЯ ПЛИТА И АФГАНО-ТАДЖИКСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Туранская плита охватывает обширную область полого залегающих осадочных отложений в районах Средней Азии и Западном Казахстане. Их фундамент образован палеозойскими складчатыми структурами, разделенными блоками древней стабилизации — срединными массивами. В районе Каспийского

моря Туранская плита сочленяется со Скифской плитой, а в пределах Тургайского прогиба — с Западно-Сибирской плитой. Ее северная граница проходит вдоль борта Прикаспийской синеклизы и выходов на земную поверхность уральских складчатых структур, а южная граница — вдоль альпийских структур Копетдага и палеозойских структур Гиндукуша. На юго-востоке плита, по-видимому, оканчивается Афгано-Таджикской депрессией, где осадочный чехол платформенного типа интенсивно дислоцирован.

Туранской плите посвящены многочисленные геологические и геофизические исследования. Из числа опубликованных сводных работ назовем работы Г. И. Амурского, В. Г. Васильева и Г. А. Габриелянца (1970), М. А. Ахмеджанова и О. А. Борисова (1972), И. С. Вольвовского и др. (1966), Р. Г. Гарецкого (1972), В. С. Князева и др. (1969), Н. Я. Кунина (1972), А. И. Летавина (1970) и многих других. Вопросы строения коры по геофизическим данным освещены в работах А. А. Антоненко (1968), И. С. Вольвовского и др. (1966), Ю. Н. Година (1969), Н. Я. Кунина (1972), О. А. Одекова, Ч. Мурадова и А. Ювшанова (1972), В. З. Рябого (1966), В. И. Уломова (1966), Б. А. Харикова (1969), Б. А. Хрычева и др. (1968), В. И. Шрайбмана (1968, 1969), в книге «Глубинное строение Узбекистана» (1971) и многих статьях и монографиях. Вопросы геологии фундамента и глубинной структуры Афгано-Таджикской депрессии рассмотрены в работах А. В. Егоркина, М. И. Астафьевой и Р. И. Абрамова (1965), С. А. Захарова (1962) и ряда других исследователей. Для изучения строения коры и рельефа поверхности М важное значение имеют сейсмологические исследования Н. К. Булина, В. К. Кулагина, М. В. Кулагиной, Т. И. Кухтиковой.

Как и для других молодых плит, в строении Туранской плиты выделяются осадочный платформенный чехол и гетерогенный складчатый фундамент. Осадочный чехол включает три структурных яруса, разделенных стратиграфическими несогласиями. Из них верхний структурный ярус охватывает недислоцированные или очень слабо нарушенные терригенные толщи среднего миоцена — антропогена. Их мощность в северных районах невелика и только на юге Туранской плиты достигает 1—1,5 км.

Средний структурный ярус включает терригенные и частью карбонатные отложения нижней юры — нижнего миоцена. На юге верхняя юра соленосна. Также на юге в районах возвышенностей Бадхыз и Карабиль с палеогеном связаны покровные излияния основных эффузивов. Мощность отложений этого структурного яруса во впадинах и прогибах северо-западных и центральных районов превышает 4 км, но на поднятиях сокращается до 1—2 км. Столь же небольшой мощностью обладает этот структурный ярус и в восточных районах плиты.

Нижний структурный ярус («промежуточный комплекс») включает отложения пермо-триаса, а в области развития поздних каледонид на северо-востоке Туранской плиты и на погребенных срединных массивах (см. далее), по-видимому, также и более древние отложения. Он представлен главным образом терригенными толщами, а в палеозойской части разреза, вероятно, и карбонатными отложениями. В грабенотипных впадинах Тургайского прогиба, в Мургабской впадине он во многом сложен основными эффузивами. На поднятиях нижний структурный ярус либо полностью выпадает из разреза осадочного чехла, либо имеет ограниченное распространение. Лишь в Туаркырском поднятии он широко распространен и имеет мощность до 2—3 км. В крупных впадинах на западе и юге Туранской плиты его мощность значительна (возможно, более 3—4 км). На Мангышлаке мощность пермо-триаса превосходит 8 км. Для нижнего структурного яруса характерны более значительные дислокации, чем для среднего (иногда свыше 4—5°). На Мангышлаке хорошо выражена линейная складчатая структура.

В Афгано-Таджикской депрессии осадочный чехол представляет собой сложную последовательность преимущественно терригенных и в меньшей мере карбонатных и соленосных отложений, имеющих возраст от юры до антропогена, суммарной мощностью до 8—9 км. Их основанием являются отложения

триаса и верхней перми (до 3—4 км), ниже которых лежат орогенного типа терригенно-эффузивные толщи нижней перми и карбона. Осадочный чехол образует сложную систему северо-северо-восточных, близких к субмеридиональным, антиклинальных и синклинальных структур, расходящихся и затухающих в южном направлении (Таджикская виргация). По данным геолого-геофизической интерпретации, его мощность в антиклинальных структурах на 3—4 км меньше, чем в синклинальных. Причем толщи перми и триаса, слагающие основание осадочного чехла, дислоцированы слабее его верхней части, что С. А. Захаровым и другими исследователями интерпретируется как результат проявления соляной тектоники.

Структуры поверхности фундамента Туранской плиты на севере и востоке подчинены соответственно меридиональным (уральским) и субширотным (тяньшаньским) простираниям палеозойских складчатых комплексов. Расположенные здесь Тургайская, Восточно-Аральская и Сырдарьинская впадины имеют крупные размеры, пологие склоны и глубины до 2—3 км. Большие глубины (до 5 км) характерны лишь для относительно малых площадей. Разломы, нарушающие поверхность фундамента, типичны только для зоны погружения Тянь-Шаня.

На юге Туранской плиты структуры поверхности фундамента простираются субпараллельно альпидам юга СССР. Они более контрастны и сильно нарушены разломами. Вдоль южной окраины Туранской плиты протягивается периплатформенная моноклиналь, сливающаяся с внешним бортом Предкопетдагского краевого прогиба. На востоке она переходит в глубокую (до 16 км) Амударьинскую (Мургабскую) впадину, осложненную субмеридиональной грабенотипной структурой. К северу от моноклинали простирается зона поднятий, включающая Средне-Каспийский свод (менее 1 км) и Каракумский свод (до 1,2 км), а также Туаркырское поднятие, где фундамент выступает на земную поверхность. Своды имеют крупные размеры и склоны, осложненные сбросами.

Далее на север расположена Северо-Туркменская зона прогибов, переходящая по простиранию в сложно построенную Бухаро-Хивинскую зону ступеней. Относящиеся к этой зоне Южно-Мангышлакский, Ассаке-Ауданский, Дарьялык-Дауданский и другие менее значительные прогибы имеют асимметричное строение. Их наибольшие глубины (до 6—9 км) установлены вдоль южного края Центрально-Устюртской зоны поднятий. Эта зона представляет собой среднеазиатское звено одного из наиболее крупных в СССР линеаментов, к которому принадлежат также структуры Донецкого кряжа, Днепровско-Донецкой впадины и Припятской впадины. Она имеет ширину не более 40—50 км и вытянута прямолинейно в запад-северо-западном направлении более чем на 700 км. В районе гор Султануиздаг эта зона сочленяется со структурами Южного Тянь-Шаня.

На северо-западе Туранской плиты расположен ограниченный разломами Устюртский блок. В рельефе поверхности фундамента ему отвечает обширная впадина (синеклиза) с максимальными глубинами в Северо-Устюртском прогибе (до 11 км) и минимальными на Северо-Бузачинском своде и Кассарминском поднятии (около 5—6 км). Вдоль края Прикаспийской синеклизы расположено Южно-Эмбенское поднятие, где глубины до фундамента не превышают 2—3 км.

Фундамент Туранской плиты геологическими методами и с помощью буровых работ изучен неравномерно и поэтому многие вопросы его состава и строения остаются гипотетичными. Геологические и геофизические данные показывают, что под осадочным чехлом фундамент Тургайского прогиба сложен меридионально вытянутыми складчатыми геосинклинальными комплексами, которые в западной приуральской части имеют герцинский возраст, а на востоке — позднекаледонский. Их разделяет Восточно-Уральская (Центрально-Тургайская) зона разломов. Ее вероятным продолжением является главный Каратауский разлом. Каледониды Тургайского прогиба представляют собой западное продолжение каледонид Кокчетавской глыбы. Здесь под чехлом кайнозойских и мезозойских отложений они перекрыты слабо дислоцированным палеозоем нижнего структурного яруса.

Герциниды фундамента Тургайского прогиба образуют единое целое с герцинидами Восточного Урала и Мугоджар. По аномалиям потенциальных геофизических полей они прослеживаются на юг под осадочным чехлом Туранской плиты. При этом все главные структурные комплексы Южного Урала, сохраняя меридиональное простирание, протягиваются по крайней мере до северного побережья Аральского моря, а Валериановская полоса распространения каменноугольных эффузивов по цепочке интенсивных положительных магнитных аномалий прослеживается из Тургайской впадины еще южнее в район Казалинска. Ее возможным продолжением служит цепочка положительных магнитных аномалий, вытянутых вдоль юго-западных окраин Сырдарьинской впадины. Таким образом создается достаточно отчетливое впечатление о прямой связи герцинских структур Урала и Тянь-Шаня, что неоднократно подчеркивали В. Г. Гарьковец, И. Х. Хамрабаев и многие другие исследователи. Это также подтверждается данными геологической интерпретации Н. Б. Вольфсона, геофизическими материалами, выполненными И. Г. Фузайловым и др., Т. Эргешевым, которые показали повсеместное распространение палеозоид в фундаменте осадочного чехла как в Приташкентском районе, так и в пределах Сырдарьинской впадины.

Однако ряд вопросов о структуре и возрасте фундамента этой части Туранской плиты все же остается открытым. Р. Г. Гарецкий (1972) считает, что фундамент Сырдарьинской впадины образован не герцинскими складчатыми комплексами, а каледонскими. При этом полого дислоцированные известняковые отложения карбона отнесены им не к геосинклинальным складчатым герцинидам, а к переходному — метагеосинклинальному комплексу, перекрывающему каледонский складчатый фундамент. Сходные взгляды ранее высказывались Н. Я. Куниным (1972) и другими исследователями, которые предполагали возможность нахождения под Сырдарьинской впадиной массива древней стабилизации. В соответствии с этим герциниды Большого Каратау, по Р. Г. Гарецкому, возникли на месте приразломного миогеосинклинального прогиба, заложенного и развивавшегося в области развития каледонид.

Что касается герцинских структур Южного Тянь-Шаня, то они по геологическим и геофизическим данным прослеживаются в западо-северо-западном направлении только до гор Султануиздаг. Далее они, по-видимому, разделяются на две ветви. Одна из них, приобретая меридиональное направление, протягивается на север и в районе Аральского моря, возможно, соединяется с герцинидами Урала. Эти соображения гипотетичны, так как для района Аральского моря какие-либо прямые геологические данные отсутствуют, а наблюдаемые здесь слабо дифференцированные отрицательные магнитные аномалии и того же типа аномалии силы тяжести не типичны ни для уральских, ни для тянь-шаньских структур. Именно это дало основание Н. Я. Кунину (1972) считать, что под Аральским морем располагается древний кристаллический массив, разделяющий структуры Урала и Тянь-Шаня. Однако такое предположение отнюдь не бесспорно, так как в расположении как аномалий силы тяжести, так и аномалий магнитного поля здесь все же улавливаются меридиональные простирания, свидетельствующие о продолжении уральских структур в направлении Тянь-Шаня. Это нашло отражение на недавно опубликованной схеме тектонического строения Западного Узбекистана («Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», 1971) и в ряде других работ.

Другая ветвь тянь-шаньских герцинид по геофизическим данным прослеживается в запад-северо-западном направлении более чем на 800 км через всю Туранскую плиту от района Ташауза на Амударье до п-ова Мангышлак и Тюленьих островов на Каспийском море. Далее на запад эта ветвь герцинид сливается с герцинидами восточных окраин Скифской плиты. В рельефе фундамента Туранской плиты южной половине этой полосы соответствует зона Центрально-Устюртских поднятий. Для нее типичны нормальные и удлиненные отрицательные магнитные аномалии, а в гравитационном поле — относительные максимумы. Северная половина полосы в рельефе фундамента не выражена, но подчеркнута в магнитном поле удлиненными положительными аномалиями. Буре-

нием герцинские складчатые комплексы подтверждены пока только в Центрально-Устюртской зоне поднятий.

К западному окончанию Центрально-Устюртской зоны поднятий относится Мангышлакская система линейных складчатых дислокаций, в которой, как упоминалось, участвуют мощные толщи верхнего палеозоя и триаса. На всем протяжении ей соответствуют интенсивные положительные гравитационные аномалии и отрицательные магнитные аномалии. Это сочетание геофизических аномалий показывает, что Мангышлакские дислокации имеют локальное значение. На западе они, по-видимому, затухают под водами Каспийского моря. На востоке кроме гор Каратау на п-ове Мангышлак позднетриасовая складчатость проявилась также в Карабаурско-Айбугирском поднятии.

Северо-западная окраина Туранской плиты между расходящимися Центрально-Устюртской и Уральской ветвями герцинид характеризуется пониженными значениями гравитационных аномалий, сочетающихся с нормальными и отрицательными магнитными аномалиями. Для них типичны массивные очертания и северо-западные простирания, направленные под углом к названным ветвям герцинид. Данные бурения показывают, что западнее Аральского моря в поле этих аномалий фундамент сложен древними кристаллическими сланцами. Кристаллические породы, вероятно, слагают фундамент и в других районах Северного Устюрта, так как вдоль его поверхности повсеместно наблюдаются высокие граничные скорости (6,0—6,2 км/сек, иногда и более).

По-видимому, в пределах Устюрта расположен блок древних пород — срединный массив, возможность выделения которого отмечается многими исследователями. От Прикаспийской синеклизы он отделен герцинским структурным комплексом Южно-Эмбенского поднятия, состоящим из узкой (20 км) синклинорной структуры, сложенной граувакками верхнего девона — нижнего карбона, и антиклинорной структуры, в формировании которой участвуют эффузивы среднего палеозоя (Гарецкий, 1972). Последние вызывают характерную положительную магнитную аномалию и сопряженные с ней того же знака гравитационные аномалии, выделяемые обычно под названием Южно-Эмбенского гравитационного максимума.

В фундаменте южной части Туранской плиты (к югу от Центрально-Устюртской зоны поднятий) выделяются Карабогазский и Каракумский срединные массивы и разделяющая их Туаркырская складчатая система. Оба срединных массива в геофизических полях занимают обособленное положение. Граничные скорости вдоль поверхности их фундамента обычно имеют высокие значения (часто более 5,8 км/сек). Для обоих массивов отмечается возрастание интенсивности аномалий силы тяжести и преобладание изометричных магнитных аномалий. Причем для аномалий этих потенциальных геофизических полей типичны близкие к изометричным очертания, совершенно не характерные для сопредельных складчатых структур.

В сводовой части обоих массивов скважинами вскрыт сложный комплекс кислых и основных интрузивных и эффузивных пород палеозойского возраста. Первые, вероятно, следует рассматривать в качестве внеорогенных интрузий. В пределах Карабогазского массива буровыми работами доказано наличие докембрийских кристаллических сланцев. С учетом особенностей геофизических аномалий к Карабогазскому срединному массиву следует относить как одноименный свод, так и Средне-Каспийский свод. Руководствуясь особенностями геофизических полей, к Каракумскому срединному массиву, кроме Каракумского свода, относят также почти всю Мургабскую впадину и, по-видимому, большую часть Бухарско-Хивинской ступени, в пределах которой при бурении вскрыты кристаллические сланцы докембрия.

Восточным продолжением Каракумского срединного массива служит район Афгано-Таджикской депрессии. Здесь кристаллический фундамент на земную поверхность выступает в хребте Байсунтау, где он образован мощной толщей гнейсов и кристаллических сланцев протерозоя, перекрытых орогенным комплексом терригенных пород и эффузивов нижнего и среднего карбона. Те же толщи кристаллических пород распространены и к востоку от хребта

Байсунтау, о чем свидетельствуют высокие значения граничных скоростей вдоль фундамента (6,2—6,4 км/сек) и широкие полосовые магнитные аномалии, направленные под углом к герцинским структурам Северного Памира.

В горах Туаркыр между Карабогазским и Каракумским сводами расположены складчатые комплексы, сложенные терригенными толщами пермо-триаса и карбонатными толщами среднего палеозоя. В магнитном поле они подчеркнуты удлиненными аномалиями, вытянутыми в северо-западном направлении. По простиранию эти аномалии прослеживаются на запад, в район Южно-Мангышлакского прогиба, где скважинами под осадочным чехлом вскрыты дислоцированные палеозойские отложения. К юго-востоку они становятся менее отчетливыми, но тем не менее все же могут быть прослежены в направлении Бадхыза и далее к хребту Банди-Туркестан в Афганистане, где известны выходы дислоцированного триаса. Таким образом намечаются контуры крупной Туаркырской складчатой системы, почти целиком скрытой под осадочным чехлом Туранской плиты.

Вдоль Предкопетдагского краевого прогиба и прилегающей части периплатформенной моноклинали протягивается полоса интенсивных положительных магнитных аномалий. Она интерпретируется Г. И. Амурским как мощная зона распространения эффузивных образований палеозойского геосинклинального комплекса, который с юга ограничивает Карабогазский срединный массив и через Каспийское море уходит в пределы Терско-Каспийского прогиба. К юго-востоку от Ашхабада Предкопетдагская полоса положительных аномалий и аномалии Туаркырской системы, по-видимому, простираются согласно в направлении палеозойских структур Гиндукуша.

Предкопетдагской полосе магнитных аномалий в поле аномалий силы тяжести соответствует наиболее значительная в Средней Азии гравитационная ступень, трассирующая глубинный разлом, вдоль которого Туранская плита граничит с альпидами Копетдага.

Сложная гетерогенная структура Туранской плиты выразилась в неоднородностях глубинного строения коры. Мощность ее изменяется в широких пределах — от 27 до 53 км, хотя в общем преобладают значения, близкие к 40 км. Меридиональный разрез коры Туранской плиты представлен на рис. 15.

Урало-Тянь-Шаньский блок палеозойских складчатых структур, слагающий фундамент на востоке и северо-востоке Туранской плиты, характеризуется сравнительно высокой мощностью коры (43—45 и до 50 км). Осадочный чехол здесь прерывист, мощность его обычно не более 2—3 км. Граничные скорости вдоль фундамента изменчивы и не превышают 5,5—5,9 км/сек. В консолидированной коре гранитный слой преобладает над базальтовым.

В Тургайском прогибе вдоль Центрально-Тургайского разлома происходит сочленение сейсмически менее расслоенной консолидированной коры Кокчетавской глыбы с более расслоенной корой Южного Урала, что подчеркивает значение этого разлома как крупной границы раздела между существенно различными в геологическом отношении Уральской складчатой системой и Казахской складчатой областью. В гранитном слое уральских структур на глубинах 15—19 км наблюдается промежуточная сейсмическая граница, по-видимому, соответствующая комплексу пород их раннедокембрийского кристаллического основания, мощность которого оценивается в 8—13 км. Суммарная мощность гранитного слоя больше мощности базальтового. Для поверхности М характерны высокие граничные скорости (до 8,5—8,7 км/сек).

Основные черты строения консолидированной коры сохраняются и в южных районах рассматриваемого блока. На широте Кзыл-Орды также отмечается некоторое преобладание гранитного слоя над базальтовым. Для границы раздела между ними характерна $v_г$ 6,7—7,1 км/сек. В районе Арыси (Арысский прогиб) мощность коры возрастает до 50 км. По данным ГСЗ глубины до кристаллического основания под Сырдарьинской впадиной достигают 9—12 км, что определяет вертикальную мощность палеозойского и рифейского комплексов фундамента в 8—10 км. Для поверхности М отмечены $v_г$ 8,4 км/сек. В Приташкентском районе, по данным работ со станциями «Земля», вертикальная

мощность палеозойского складчатого комплекса оценивается в 7—11 км, а поверхность базальтового слоя располагается на глубинах 20—24 км. В эпицентральной зоне Ташкентского землетрясения 1966 г. глубина до поверхности М достигает 48—50 км. Разлом, с которым связано это землетрясение, характеризуется крутым падением. По-видимому, он достигает поверхности М, но не приводит к сколько-нибудь значительным смещениям границ раздела.

Для хребтов западного погружения Тянь-Шаня, располагающихся в пределах Туранской плиты, по данным ГСЗ, характерны те же мощности коры, что и в других районах рассматриваемого блока (40—43 км). В частности, результаты недавно проведенных В. А. Паком работ со станциями «Земля» показали, что поверхность М под золоторудным месторождением Мурунтау распо-

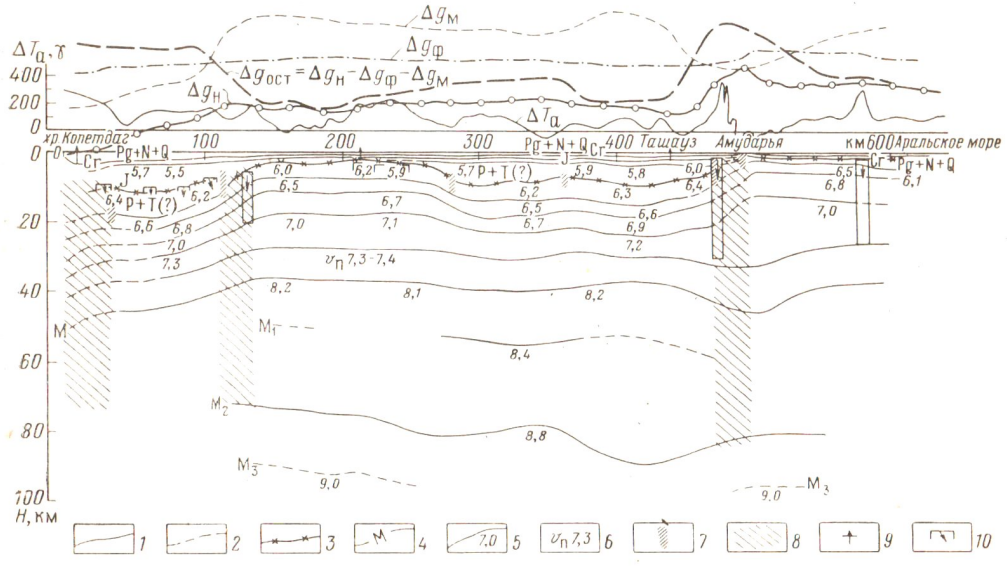


Рис. 15. Сейсмический разрез земной коры и верхней мантии по профилю Копетдаг — Аральское море, по В. З. Рябому и Б. А. Матушкину

1 — границы, построенные по достоверным материалам ГСЗ; *2* — то же, предположительные; *3* — поверхность фундамента; *4* — поверхность Мохоровичича и поверхности раздела в верхней мантии; *5* — граничная скорость, км/сек; *6* — пластовая скорость, км/сек; *7* — зоны осложнения сейсмической записи; *8* — глубинные разломы по геолого-геофизическим данным; *9* — буровые скважины; *10* — магнитовозмущающие тела и направления вектора намагничивания

ложена на глубине 42 км. Глубины до поверхности М возрастают по простиранию структур в восточном направлении. В районе Самарканда они имеют значения такие же, как в горных областях Южного Тянь-Шаня (около 50 км). По-видимому, здесь следует проводить восточную границу Туранской плиты.

Основные различия между погруженной западной и поднятой восточной частями Южного Тянь-Шаня заключаются в уменьшении в пределах первой мощности коры за счет сокращения базальтового слоя, так как мощность гранитного слоя не претерпевает существенных изменений и остается значительной вплоть до южных берегов Аральского моря (свыше 20 км). Для гранитного слоя типична субгоризонтальная расслоенность, позволяющая оценить вертикальную мощность палеозойских складчатых комплексов в районе западных хребтов Тянь-Шаня не более чем в 8—10 км. Для поверхности их кристаллического субстрата типичны высокие значения граничных скоростей (до 6,6—6,7 км/сек). Поверхность базальтового слоя здесь выделяется по $v_г$ 6,8—7,0 км/сек.

В структурах западного погружения Тянь-Шаня на Туранской плите особое место занимает антиклинорное поднятие Султануиздага, для которого характерны крупные массивы ультраосновных пород. По данным ГСЗ, в его пределах мощность гранитного слоя не превышает 12 км, а мощность базальтового слоя возрастает до 32—33 км (см. рис. 15). С сокращением мощности

гранитного слоя, по-видимому, связано появление в районе Султануиздага крупной положительной гравитационной аномалии.

В рельефе поверхности М под Султануиздагом отчетливо выражен «корень», очень напоминающий «корни», фиксируемые под Тагило-Магнитогорским синклинорием на Урале. Однако ни глубинные сейсмические исследования, ни материалы магнитных и гравиметрических съемок не дают основания структуру Султануиздага протягивать сколько-нибудь далеко на север, в направлении Урала.

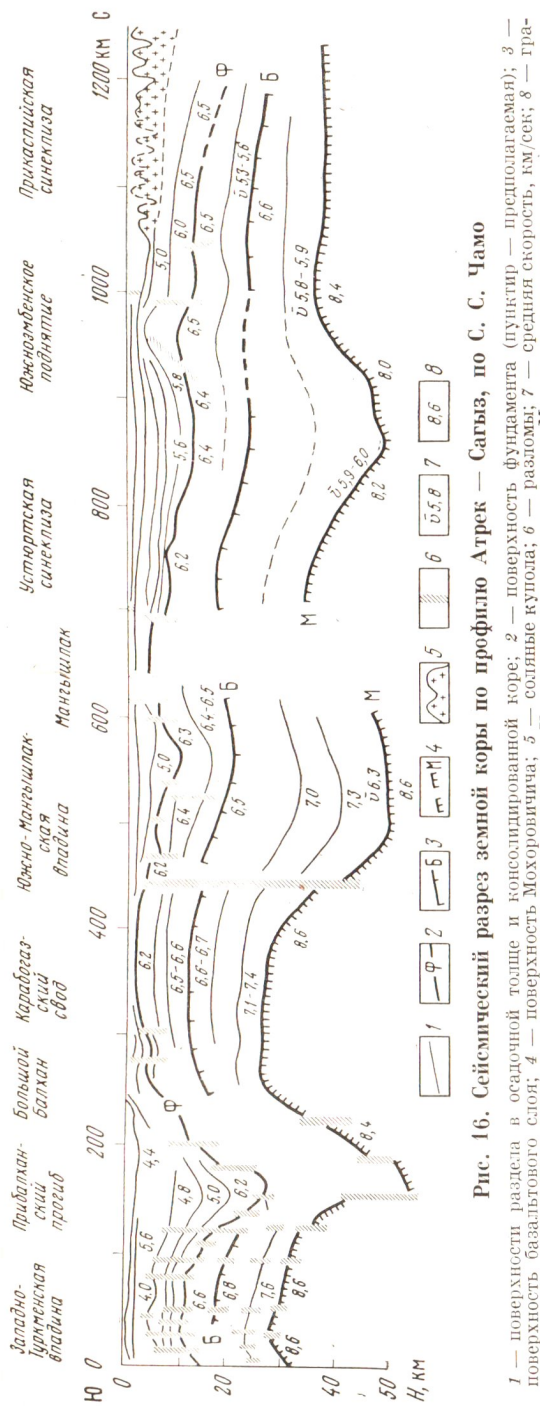


Рис. 16. Сейсмический разрез земной коры по профилю Атрек — Сагыз, по С. С. Чамо

1 — поверхности раздела в осадочной толще и консолидированной коре; 2 — поверхность фундамента (пунктир — предполагаемая); 3 — поверхность базальтового слоя; 4 — поверхность Мохоровичича; 5 — соляные купола; 6 — разломы; 7 — средняя скорость, км/сек; 8 — граничная скорость, км/сек; S — осадочная толща; К — консолидированная кора; М — верхняя мантия

Срединные массивы, выделенные в фундаменте на юге Туранской плиты и в пределах Устюрта, отличаются значительными изменениями мощности коры, во многом связанными с неравномерным распределением мощности осадочного чехла. Так, для Карабогазского массива (район одноименного свода), где мощность осадочного чехла незначительна, мощность коры имеет минимальные значения — 27 км (рис. 16). Для Каракумского массива (район Мургабской впадины) и для Устюртского массива (район Северо-Устюртской впадины) с возрастанием мощности осадочного чехла от 3—4 до 12—13 км мощность коры увеличивается от 35—37 до 48—53 км. При этом мощность консолидированной коры здесь изменяется в более узких пределах (до 8—10 км). Таким образом, создается определенное впечатление, что в тектонических движениях, вызвавших на Туранской плите формирование впадин и поднятий, участвовала вся толща коры и соответственно источники этих движений были расположены в мантии ниже поверхности М.

Такие деформации коры проявились не повсеместно. В пределах Каракумского свода и расположенного к северу от него Ассаке-Ауданского прогиба поверхность фундамента и сейсмические границы в верхней части консолидированной коры образуют соответственно антиклинальный и синклинальный изгибы, тогда как границы в нижней части коры и поверхность М располагаются субгоризонтально примерно на равных глубинах (37—39 км). При этом Ассаке-Ауданский прогиб, несмотря на его большую глубину (8—9 км), совершенно не находит отражения в рельефе поверх-

ности М. Последняя, по-видимому, является эпигенетичной по отношению к разделам верхней части консолидированной коры.

Для срединных массивов характерны высокие значения граничных скоростей вдоль фундамента (часто 6,2—6,4 и до 6,7 км/сек), небольшие и относительно малоизменчивые мощности гранитного слоя (около 10 км) и более изменчивые, постоянно большие мощности базальтового слоя (до 25 км). Поверхность базальтового слоя ($v_г$ 6,6—6,9 км/сек) в сейсмическом отношении нерезкая. Для поверхности М граничные скорости такие же, как и во многих других районах Туранской плиты (8,1—8,2, редко до 8,6 км/сек).

Данные сейсмических исследований показывают, что вдоль Бухаро-Хивинской зоны ступеней проходит контакт между консолидированной корой Каракумского срединного массива (28—32 км) и гораздо более мощной корой (40—42 км) структур области западного погружения Тянь-Шаня. Отмечаемые здесь разломы рассекают как консолидированную кору, так и нижние толщи осадочного чехла. В верхних толщах разломы почти не проявляются. Самые большие амплитуды смещений по разломам установлены для доюрских (пермо-триасовых или более древних) отложений.

Отмеченная выше Туаркырская складчатая система по сравнению с соседними срединными массивами обладает большими мощностями консолидированной коры (35—40 км) и гранитного слоя (15—20 км и, возможно, более).

Мангышлакская система дислокаций характеризуется еще большей мощностью коры (до 47—48 км). При этом для нее типичны небольшие прогибы («корни») в рельефе поверхности М. Кристаллическое основание дислоцированных и палеозойских толщ п-ова Мангышлак, как показывает интерпретация сейсмологических данных, находится на глубинах 10—14 км. Поверхность базальтового слоя предполагается на глубинах 20—25 км. Мощности гранитного и базальтового слоев здесь оцениваются соответственно в 8—10 и 20—25 км. Аналогичными мощностями характеризуется кора срединных массивов. Таким образом, Мангышлакская система дислокаций, вероятно, была заложена на древнем кристаллическом основании.

Как отмечалось, южной границе Туранской плиты в поле аномалий силы тяжести соответствует весьма крупная градиентная ступень. Материалы глубинных сейсмических исследований показывают, что ей отвечают не только системы ступенчатых сбросов большой амплитуды, но и наклон в сторону Копетдага всех глубинных сейсмических границ, включая границу М. Для находящегося в зоне разломов тектонического блока Большого Балхана строение консолидированной коры, по-видимому, аналогично строению коры сопредельного Карабогазского срединного массива. В отличие от последнего на Большом Балхане развиты толщи дислоцированных отложений мезозоя и верхнего палеозоя.

Результаты сейсмических и особенно пространственных сейсмологических исследований, выполненных недавно М. В. Кулагиной, свидетельствуют, что Афгано-Таджикская депрессия по отношению к сопредельным структурам выступает в виде обособленного блока, где глубины до поверхности М возрастают от 35—38 км в центральной части депрессии до 42—45 км на ее периферии. Эти данные подтверждены В. А. Паком при работах с помощью станций «Земля». Названный исследователь показал, что по маршруту вдоль р. Сурхандарьи глубины до поверхности М изменяются от 42 км близ Термеза (южная окраина депрессии) до 30 км западнее Душанбе (ее центральная часть).

Мощность консолидированной коры в Афгано-Таджикской депрессии относительно невелика. В долине р. Сурхандарьи она возрастает от 20 км на юге до 30 км на севере. Мощность гранитного слоя ($v_п$ 6,0—6,1 км/сек) соответственно изменяется от 7 до 12 км и базальтового слоя ($v_п$ 6,3—6,4 км/сек) от 14 до 18 км.

В припамирских районах глубины до поверхности М возрастают в районе пос. Куляб до 43 км, в долине р. Кафирнигана до 46 км и в районе пос. Гарм до 56 км в направлении от центральной части депрессии, где поверхность М находится на глубинах 35—37 км.

Сейсмологические исследования А. А. Лукка, И. Л. Нерсесова и Л. С. Чепкунас (1970) показали, что в районе пос. Гарм и под Южным Тянь-Шанем в верхней части консолидированной коры (на глубинах от 12 до 28 км) располагается волновод, выделяемый как для продольных, так и для поперечных волн. Появление волновода, по-видимому, связано с подземным продолжением Гиссарского гранитного батолита, перекрытого толщей мезозойских и кайнозойских отложений, в нижней части которой имеются мощные эффузивные серии. Для волновода отмечается понижение скорости сейсмических волн на 0,4—0,5 км/сек.

Выполненный М. В. Кулагиной комплексный анализ сейсмических и сейсмологических материалов позволил составить осредненную оптимальную модель строения коры Афгано-Таджикской депрессии:

	Мощность, км	Скорость, км/сек
Кайнозойский и мезозойский осадочный комплекс	6	$4{,}1 \pm 0{,}2$
Палеозойский (?) комплекс . . .	6	$5{,}3 \pm 0{,}2$
Гранитный слой	8	$6{,}05 \pm 0{,}5$
То же, горизонт с пониженной скоростью	10	$5{,}6 \pm 0{,}2$
Базальтовый слой	10	$6{,}7 \pm 0{,}2$

Переход от Афгано-Таджикской депрессии к структурам Гиссарского хребта сопровождается поднятием поверхности гранитного слоя на 6—8 км. Амплитуда смещения поверхности гранитного слоя по Южно-Гиссарскому разлому с помощью сейсмологических методов оценивается в 4—5 км. Этот разлом, как известно, нарушает поверхность М. Однако ее смещение по нему не велико.

Глубинные сейсмические и сейсмологические исследования свидетельствуют о сглаженности поверхности М под Афгано-Таджикской депрессией. В ее рельефе не находят отражения сложные очертания структур, устанавливаемых в осадочном чехле и рельефе фундамента. Исключение составляет лишь антиклинальная структура хребта Бабатаг, под которой поверхность М ($v_г$ 8,2 км/сек), как показывают материалы ГСЗ («Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», 1971), находится на глубине 52 км. Такая большая глубина до поверхности М под хребтом Бабатаг подтверждена В. А. Паком, по данным работ со станциями «Земля». Поверхность базальтового слоя здесь характеризуется значениями $v_г$ 6,8—7,1 км/сек. В нижней части базальтового слоя зарегистрирован раздел с $v_г$ 7,7—7,8 км/сек. На запад от хребта Бабатаг в направлении Мургабской впадины поверхность М поднимается до отметок 40—42 км и выполаживается.

Приведенные данные показывают, что строение консолидированной коры Афгано-Таджикской депрессии (без хребта Бабатаг) во многом близко к строению коры Каракумского срединного массива, что позволяет отнести к нему всю площадь этой депрессии.

Подводя итоги, следует еще раз подчеркнуть, что глубинная структура Туранской плиты не представляет единого целого. Платформенный этап ее развития не привел к сколько-нибудь крупным региональным перестройкам консолидированной коры, основные черты строения которой, по-видимому, сложились в процессе предшествовавших этапов ее развития. Новообразования в коре в основном связаны с формированием осадочного чехла. Перестройки в коре локально проявились в виде слабо выраженных «корневых» структур под киммеридами Мангышлака, а также в виде преобразований на границе кора—мантия в районе Каракумского свода и, возможно, в других местах. Разломы, рассекающие толщу консолидированной коры, сопряжены со структурами консолидированного основания. В процессе платформенного развития они неоднократно обновлялись.

СКИФСКАЯ ПЛИТА, СТРУКТУРЫ ДОНЕЦКОГО КРЯЖА И ГОРНОГО КРЫМА

Скифская плита возникла на гетерогенном основании, в строении которого участвуют как палеозойские и байкальские, так и мезозойские складчатые сооружения. В отличие от Туранской плиты в ее пределах более интенсивно проявилась тектоническая активизация, вызвавшая формирование Крымского мегантиклинория и других молодых складчатых структур. Скифская плита простирается вдоль южного края Европейской платформы, отделяя ее от альпийского складчатого пояса. На востоке под водами Северного Каспия она сливается с Туранской плитой, а на западе, в области шельфового мелководья Черного моря, — с Мизийской плитой.

Северной границей Скифской плиты служат зоны глубинных разломов, подтвержденные геологическими и геофизическими данными. Одна из этих зон протягивается вдоль южного края Украинского массива из Молдавии до его восточного окончания (Ростовского выступа); другая зона разломов прослежена от Главного Северного надвига Донбасса по южной окраине Воронежского массива к устью Волги. Южной границей Скифской плиты также служат разломы, которые по геологическим и геофизическим материалам протянуты из центральной части Каспийского моря по северному подножию Большого Кавказа к южному берегу Горного Крыма и далее в направлении к Добрудже.

Фундаментом Скифской плиты являются герцинские и частью байкальские складчатые структуры. Среди них протягиваются узкие линейные зоны более молодых мезозойских складчатостей: в Горном Крыму, в районе Тарханкутского полуострова и в Западном Предкавказье. По сравнению с Туранской плитой Скифская плита характеризуется несколько меньшими мощностями коры и менее дифференцированными, близкими к нормальным значениями аномалий потенциальных геофизических полей. Их экстремумы типичны только для южных окраин.

Скифской плите посвящено много геологических и геофизических исследований. Из них отметим лишь недавно опубликованные сводные работы: Р. Г. Гарецкого (1972), М. В. Муратова и др. (1968), М. Р. Пустильникова и др. (1969), книгу «Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР» (1969) и др. Результаты изучения глубинного строения коры геофизическими методами представлены в работах: А. В. Авдулова (1969), И. А. Гаркаленко и др. (1971), Г. В. Краснопевцевой и др. (1967, 1970), Б. А. Матушкина (1969), В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова (1971) и ряда других исследователей.

Фундамент Скифской плиты сложен складчатыми комплексами рифея, палеозоя и частью мезозоя. Древние нерасчлененные толщи рифея и нижнего палеозоя (?) образуют Северо-Кавказский и, по-видимому, расположенный на его простирании Северо-Крымский остаточные массивы. Оба эти массива непосредственно граничат с альпийскими орогенными складчатыми структурами. В строении Северо-Кавказского массива участвуют, вероятно, дорифейские гранито-гнейсы и кристаллические сланцы. Северо-Крымский массив сложен хлорит-серицитовыми сланцами и филлитами рифейского возраста (?).

Палеозой в Западном и Центральном Предкавказье представлен сильно дислоцированными и в разной степени метаморфизованными сланцами, алевролитами и песчаниками, а в районе Степного Крыма — терригенными толщами основных и средних эффузивов. Значительно шире на Скифской плите распространены терригенные и частью карбонатные отложения верхнего карбона и нижней перми. В Западном и Центральном Предкавказье они прорваны интрузиями позднегерцинских гранитоидов. Состав пород фундамента в Восточном Предкавказье изучен слабо. М. Р. Пустильников и др. указывают, что в западной части Западного Предкавказья фундамент сложен дислоцированными и метаморфизованными терригенными отложениями триаса (мощностью более 2 км). С ними связаны эффузивы кислого состава.

Палеозойские отложения Предкавказья собраны в субширотные складки. На севере вдоль разломов они граничат со структурами Донецкого кряжа и кряжа Карпинского. По данным ГСЗ вертикальная мощность толщ, слагающих структуры Донецкого кряжа, превышает 20 км. Их основанием, по И. П. Антипову, возможно, являются мощные толщи рифея, над которыми лежат осадочно-вулканогенные отложения девона и карбонатные толщи нижнего карбона. Основная часть разреза осадочного комплекса представлена паралической угленосной толщей верхнего визе—верхнего карбона мощностью свыше 12 км. Стратиграфически более высокое положение занимают соленосные отложения нижней перми и отложения красноцветной молассы верхней перми — нижнего триаса, распространенные на окраинах Донецкого кряжа.

Особое место в фундаменте Скифской плиты занимают структуры Юго-Западного Предкавказья, где под позднемезозойским и кайнозойским платформенным чехлом вскрыты разно дислоцированные триасовые и нижнеюрские терригенные отложения мощностью свыше 4—5 км. Предполагается, что они являются аналогами мезозойского складчатого комплекса Горного Крыма.

Мезозойская складчатая структура Горного Крыма (Крымский мегантиклинорий) возникла на месте сравнительно небольшого внутриплатформенного геосинклинального прогиба, слепо оканчивающегося как на западе, так и на востоке, что подтверждено результатами изучения потенциальных геофизических полей и материалами ГСЗ. Границами Крымского мегантиклинория, судя по геофизическим данным, служат глубинные разломы. Один из них отделяет этот мегантиклинорий от структур фундамента Скифской плиты, а другой — от структур глубоководной части Черноморской впадины. Анализ геофизических материалов позволил Я. П. Маловицкому и Ю. П. Непрочнову отвергнуть гипотезу о прямой связи между мегантиклинориями Горного Крыма и Большого Кавказа и прийти к выводу о кулисообразном типе их соотношений.

По-видимому, аналогом мезозойских складчатых структур Горного Крыма служит зажатая между разломами узкая полоса собранных в складки пермских и триасовых отложений в районе Тарханкутского полуострова в западной части Степного Крыма. Здесь эти отложения прорваны интрузиями гранитоидов и габбро (Гарецкий, 1972). Геофизические данные показывают, что под чехлом верхнемезозойских и кайнозойских отложений тарханкутские структуры не протягиваются сколько-нибудь далеко на запад в пределы шельфового мелководья Черного моря.

Приведенные данные свидетельствуют о гетерогенности и разновозрастности складчатого фундамента Скифской плиты. Столь же сложным и неоднородным представляется и рельеф его поверхности, которому свойственны крупные поднятия и глубокие прогибы. Выходы фундамента охватывают целиком возвышенности Донецкого кряжа и весь Горный Крым. Известны они и в южной части центрального сектора плиты — в Лабино-Малкинском районе. В восточно-юго-восточном направлении поднятие Донецкого кряжа постепенно погружается и сливается с выраженным только в рельефе фундамента линейным поднятием — кряжем Карпинского, над которым мощность осадочного чехла достигает 2—3 км. К югу от кряжа Карпинского простирается Манычский прогиб, преимущественно выполненный толщами перми и триаса. Его глубины возрастают к востоку и на побережье Каспийского моря достигают 5—6 км. Возможным продолжением этого прогиба на Туранской плите является Южно-Мангышлакский прогиб.

Эти выдержанные по простиранию крупные линейные структуры в южных районах плиты сменяются менее протяженными поднятиями и прогибами. Из них наиболее значительным является Ставропольское поднятие (глубина фундамента от 0,5 км и более), ориентированное поперек Скифской плиты и разделяющее Терско-Каспийский и Индоло-Кубанский краевые прогибы. До отметок минус 1 км поднят фундамент в Азовском, Симферопольско-Евпаторийском и некоторых других крупных поднятиях, отличающихся сравнительно большой крутизной склонов. Сопряженные с поднятиями Каркинитская, Восточно-Кубанская и другие впадины имеют глубины до 8 км и удлиненные очертания.

Основанием осадочного чехла являются не повсеместно распространенные триасовые и верхнепермские отложения. В Крыму и в районах Центрального Предкавказья они развиты локально. Мощность их здесь не превосходит 1—1,5 км *. Гораздо шире отложения этого возраста распространены на востоке Скифской плиты, например в Манычском прогибе, где мощность их превышает 3—4 км. Более высокие части разреза осадочного чехла образованы преимущественно терригенными толщами юры (до 2,4 км), мела (до 2 км), палеогена (до 2,5 км) и непостоянной мощности отложениями неогена и антропогена. В Западно-Кубанском прогибе их суммарная мощность более 4,5 км. В северном направлении и на сводах мощность осадочного чехла уменьшается, при этом нижние его горизонты полностью или частично выклиниваются.

В аномальном магнитном поле Скифской плиты преобладает нормальный фон, на котором выступают положительные и отрицательные аномалии невысокой интенсивности. Их ориентировка (западно-северо-западная и субширотная) в общих чертах соответствует простираниям палеозойских и байкальских складчатых структур фундамента. Одна из крупных отрицательных аномалий, начинающаяся на востоке Скифской плиты, пересекает Каспийское море и достигает Мангышлака. То же характерно и для ряда аномалий силы тяжести. Все это подчеркивает структурную общность Скифской и Туранской плит. Для района Северо-Кавказского остаточного массива в пределах Ставропольского свода характерны разно ориентированные мозаичные положительные магнитные аномалии, типичные для районов распространения раннего докембрия на Украинском массиве. Положительными магнитными аномалиями отличается также и Северо-Крымский остаточный массив, который, судя по распространению этих аномалий, охватывает не только районы Степного Крыма, но и прилегающую часть южной окраины Азовского моря.

Поле магнитных аномалий не испытывает каких-либо резких возмущений при переходе от палеозойских структур Скифской плиты к альпийской структуре Горного Крыма. Также не меняется оно и в районе молодых Тарханкутских дислокаций, что, видимо, связано с отсутствием крупных внедрений молодых магматических пород. Крымский мегантиклинорий в магнитном поле выражен довольно интенсивной отрицательной магнитной аномалией, исчезающей в Черном море, в районах к западу от Севастополя и к югу от Керченского полуострова.

Южная граница Скифской плиты (включая Горный Крым), кроме ее центрального сектора, на всем протяжении подчеркнута резкой сменой полей отрицательных и нормальных аномалий полями положительных аномалий. Также резко выраженной в поле магнитных аномалий представляется и северная граница плиты. Вдоль нее проходит сопряжение субмеридиональных аномалий, типичных для докембрия Украинского массива, и северо-западных аномалий, характерных для южной окраины Воронежского массива, с западно-северо-западными и субширотными аномалиями Скифской плиты. Тем не менее древние субмеридиональные и северо-северо-западные структуры все же просвечивают в магнитных аномалиях Скифской плиты, свидетельствуя о том, что под ее герцинскими и байкальскими структурами находится раннепротерозойский кристаллический фундамент.

И. А. Гаркаленко, Т. С. Лебедев, А. В. Чекунов и другие исследователи считают, что раннепротерозойские структуры Сарматского щита протягиваются не только в пределы Скифской плиты, но и далее — в район глубоководной котловины Черного моря, где магнитные аномалии также имеют субмеридиональные и северо-северо-западные простирания.

Гравитационные аномалии, как и магнитные, имеют преобладающую западно-северо-западную ориентировку, причем значения их в общих чертах коррелируются со структурой рельефа фундамента. В соответствии с этим крупные поднятия фундамента выражаются относительными максимумами,

---

* В Степном Крыму, кроме перми, в основании осадочного чехла, возможно, распространены и отложения верхнего карбона.

а впадины — минимумами аномалий силы тяжести. Однако совместный анализ гравиметрических и сейсморазведочных материалов показал, что как минимумы, так и максимумы силы тяжести не всегда соответствуют впадинам и поднятиям в рельефе фундамента. Так, например, интенсивный локальный Ново-Царицынский гравитационный максимум в Степном Крыму обусловлен поднятием базальтового слоя и поверхности М. Известны многие другие примеры, свидетельствующие о важном влиянии плотностных неоднородностей консолидированной коры и ее мощности на формирование поля аномалий силы тяжести.

Уникальное выражение в аномалиях силы тяжести имеет Крымский мегантиклинорий, которому соответствует крупный гравитационный максимум, не имеющий продолжения в аномалиях силы тяжести Черного моря. По отношению к гравитационному максимуму западного погружения мегантиклинория Большого Кавказа он располагается кулисообразно. Вдоль южного

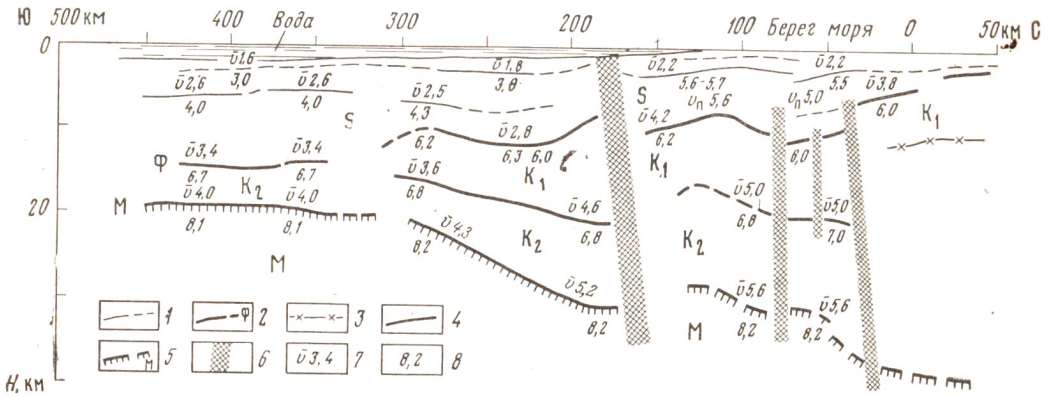


Рис. 17. Сейсмический разрез земной коры через западную окраину Скифской плиты в северо-западной части Черного моря по профилю Херсон — мыс Кефкен, по И. А. Гаркаленко

Поверхности: *1* — раздела в осадочной толще, *2* — фундамента, *3* — раздела в гранитном слое, *4* — базальтового слоя, *5* — Мохоровичича; *6* — разломы; *7* — средняя скорость, км/сек; *8* — граничная скорость, км/сек; S — осадочная толща: K_1 — гранитный слой; K_2 — базальтовый слой; М — верхняя мантия

края Крымского мегантиклинория протягивается отчетливая гравитационная ступень, соответствующая зоне крупных разломов, устанавливаемых по сейсмическим данным. Эта ступень, простираясь на восток, отчленяет гравитационный максимум западного погружения мегантиклинория Большого Кавказа от Крымского, что указывает на кулисообразный тип их сочленения. С зоной этого разлома связаны очаги землетрясений Южного берега Крыма.

Строение коры Скифской плиты охарактеризовано пятью глубинными сейсмическими разрезами (ГСЗ, станции «Земля»), проложенными в западном (Черноморском), центральном (Крымско-Азовском) и восточном (Предкавказском) секторах.

Черноморский сектор отличается резкими отклонениями строения коры от континентального типа. Профиль ГСЗ, проведенный к югу от Херсона (Гаркаленко и др., 1969), показал, что Скифская плита отделена разломами, рассекающими поверхность М как от Европейской платформы, так и от структур Черноморской впадины.

Южный тектонический контакт подчеркнут интенсивной положительной магнитной аномалией, а северный — резкой, как указывалось, сменой типов магнитных полей. Мощность коры не превышает 30 км; при этом к югу она сокращается. В строении коры участвуют примерно равной мощности осадочная толща, гранитный и базальтовый слои. Их разделяют поверхности с $v_г$ 6,0—6,2 км/сек и 6,8—7,0 км/сек. Для поверхности М $v_г$ равно 8,2 км/сек (рис. 17). Особенностью этого разреза является сокращенная мощность не только коры в целом, но и базальтового слоя (до 10 км), по сравнению с соседними районами Степного Крыма (Соллогуб, Чекунов, 1971) и Добруджи. Такое изменение

мощностей коры, по-видимому, является следствием общего процесса утонения коры в направлении к внутренним районам Черноморской впадины. В других ее районах процесс утонения обычно фиксируется на расстоянии не более 70—100 км, тогда как в этой части Скифской плиты он охватывает участок шириной свыше 150 км (включая зону континентального склона). Аналогия в очертаниях изопахит базальтового слоя и изопахит неогеновых отложений позволила А. В. Чекунову (1972) отнести эпоху уменьшения мощности базальтового слоя и поднятия поверхности М к неотектоническому этапу развития черноморских структур.

Крымско-Азовский и Предкавказский секторы имеют близкие черты строения коры. Основанием ее служит сглаженная или мало расчлененная поверхность М, находящаяся на глубинах от 38 до 46 км. Граничные скорости вдоль нее изменяются от 8,4 км/сек в Степном Крыму до 7,4 км/сек (?) в районе Азовского моря. В Предкавказском секторе значения граничных скоростей также изменчивы (7,9—8,4 км/сек). Характерна большая мощность базальтового слоя (в среднем более 20 км). Наибольшая его мощность под антиклинорной структурой кряжа Карпинского (до 25 км) и наименьшая под Терско-Каспийским краевым прогибом (15 км). Здесь сокращение мощности базальтового слоя сопровождается поднятием поверхности М, что, возможно, указывает на активную перестройку в зоне кора—мантия в процессе формирования толщ, выполняющих краевой прогиб.

На уровне глубин около 30 км в базальтовом слое на всех имеющихся разрезах коры выделяется довольно четкий сейсмический раздел, отделяющий высокоскоростную нижнюю часть разреза ($v_п$ 7,4 км/сек) от верхней, менее скоростной ($v_п$ 6,9 км/сек). Аналогичный сейсмический горизонт в основании базальтового слоя зафиксирован и в сопредельных докембрийских структурах Украинского массива, где его мощность более устойчива, чем в пределах Скифской плиты. По-видимому, в районе Азовского моря раздел между этим горизонтом и верхней мантией отсутствует и поэтому раздел с $v_г$ 7,4 км/сек, принятый за поверхность М (Гаркаленко и др., 1971), соответствует его кровле.

Граничные скорости вдоль поверхности базальтового слоя так же изменчивы, как и другие сейсмические параметры нижней части разреза коры. В Предкавказском секторе они не остаются стабильными даже на сравнительно коротких интервалах (50—100 км), изменяясь в пределах 6,6—7,0 км/сек. В районе Степного Крыма для поверхности базальтового слоя отмечены минимальные граничные скорости 6,4 км/сек.

Непостоянством параметров характеризуется и гранитный слой, в основании которого Г. В. Краснопевцева и др. для Предкавказского сектора выделяют горизонт пониженных скоростей мощностью до 8—10 км. Мощность гранитного слоя для района Азовского моря и Предкавказского сектора оценивается в 18—24 км, а для Степного Крыма не превышает 8—12 км. Для гранитного слоя типична субгоризонтальная расслоенность, по-видимому, имеющая определенное геологическое значение.

Для лучше изученного разреза земной коры Шамхор—Волгоград в гранитном слое выделено три сейсмических горизонта, разделенных двумя поверхностями с наиболее часто встречающимися значениями $v_г$ 6,0—6,4 км/сек для нижнего и 5,3—6,2 км/сек для верхнего. На коротких участках обоих разделов отмечаются значения $v_г$ 7,0—7,2 км/сек, по-видимому, соответствующие телам основных и ультраосновных пород. Вдоль поверхности фундамента (поверхности гранитного слоя) $v_г$ равно 5,2—5,6 км/сек.

Геологическая интерпретация указанных разделов проблематична. Судя по значениям $v_г$, верхний раздел в гранитном слое может быть принят за основание палеозойских складчатых геосинклинальных комплексов Скифской плиты, так как по сейсмическим данным он прослежен до внутренней зоны Большого Кавказа, где ему соответствует граница между дислоцированными осадочными толщами северного склона и кристаллическим комплексом осевой части хребта. Если принять эту интерпретацию, то вертикальная мощность дислоцированного палеозоя на востоке Скифской плиты, вероятно, изменяется

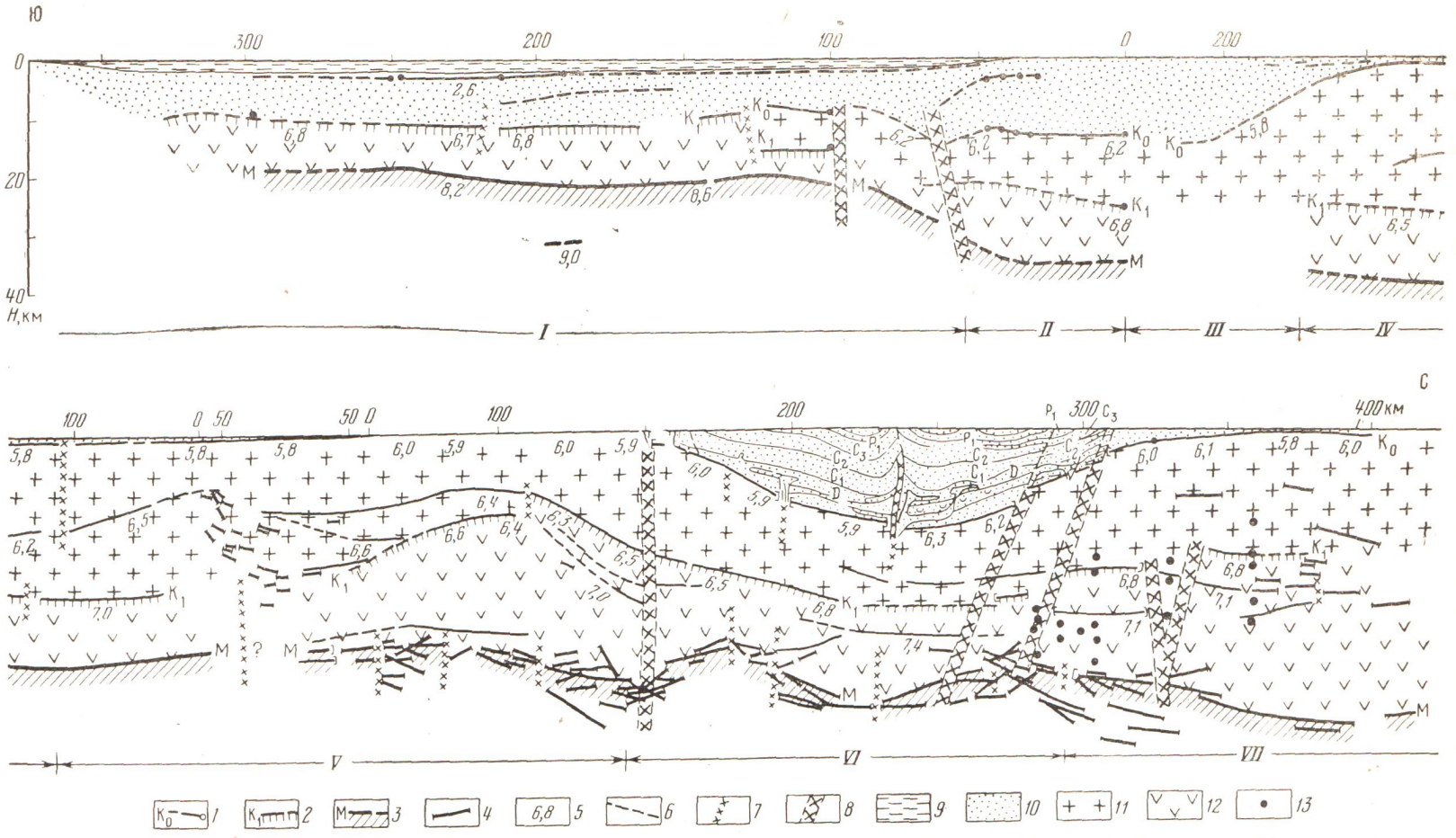


Рис. 18. Сейсмический разрез земной коры по профилю Синоп — Ногайск — Сватово (Соллогуб, Чекунов, 1971)

Поверхности: *1* — фундамента, *2* — базальтового слоя, *3* — Мохоровичича; *4* — отражающие площадки; *5* — граничная скорость, км/сек; *6* — разломы по геологическим данным; *7* — то же, по сейсмическим данным; *8* — крупные разломы по сейсмическим данным; *9* — водная толща; *10* — осадочная толща; *11* — гранитный слой; *12* — базальтовый слой; *13* — точки дифракции. Геологические структуры: *I* — Черноморская депрессия; *II* — восточное погружение Крымского мегантиклинория; *III* — Индоло-Кубанский краевой прогиб; *IV* — Скифская плита; *V* — приазовская часть Украинского массива; *VI* — Донецкий кряж; *VII* — Воронежский массив

от 3—4 до 6—8 км. Расположенный ниже раздел, возможно, фиксирует границу между байкальским складчатым комплексом и докембрийским кристаллическим основанием. При этом возможно, что негранитизированные толщи древнего докембрия образуют базальтовый слой.

По особенностям строения коры резко различаются структуры Донецкого кряжа, Юго-Западного Предкавказья и Горного Крыма.

Для Донецкого кряжа, по И. А. Гаркаленко и М. И. Бородулину, сейсмическими методами установлена очень большая мощность осадочной толщи (около 20 км) при общей мощности коры не свыше 40—43 км. Это определяет резко сокращенную мощность консолидированной коры — 20—23 км, из которых на долю гранитного слоя приходится большая часть (рис. 18). Поверхность кристаллического основания Донецкого кряжа характеризуется значениями граничных скоростей примерно такими же, как и соседние архейские

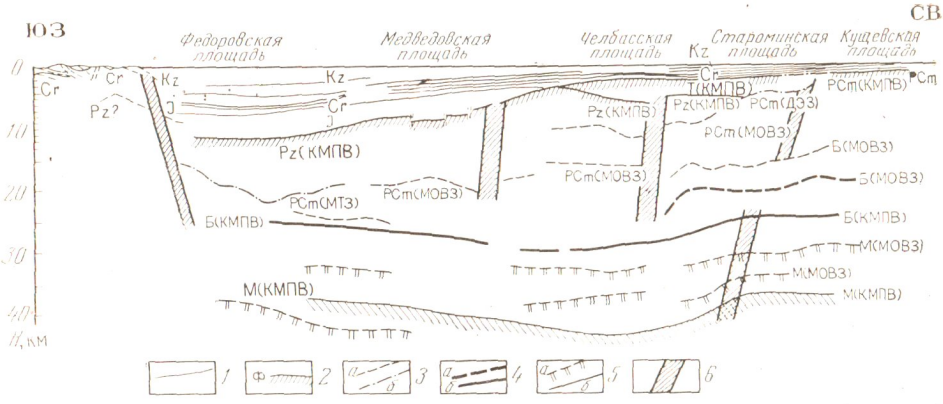


Рис. 19. Сейсмический разрез земной коры через Индоло-Кубанский прогиб и центральную часть Скифской плиты до Ростовского выступа по профилю Геленджик — Кущевская (Карасик и др., 1970)

1 — поверхности раздела в осадочной толще; *2* — поверхность палеозойского складчатого фундамента; *3* — поверхности раздела в консолидированной коре по данным МОВЗ (*а*), по данным МТЗ и ДЭЗ (*б*); *4* — поверхность базальтового слоя по данным МОВЗ (*а*) и по данным КМПВ (*б*); *5* — поверхность Мохоровичича по данным МОВЗ (*а*) и по данным КМПВ (*б*); *6* — глубинные разломы

структуры Ростовского выступа и Воронежского массива. Таким образом, фундаментом палеозойских и рифейских (?) толщ Донецкого кряжа служат архейские гнейсовые комплексы.

Поверхность базальтового слоя ($v_г$ 6,8—7,2 км/сек) под Донецким кряжем так же нечетко выражена, как и во многих районах Украинского массива, однако распределение отражающих площадок свидетельствует, что она образует четкий согласный изгиб с поверхностью кристаллического основания. Следовательно, эта поверхность участвовала в деформациях коры, которые привели к образованию геосинклинальной впадины Донецкого кряжа. В отличие от поверхности базальтового слоя, на поверхности М ($v_г$ 8,2 км/сек) синклинальный изгиб очень слабо выражен. Ниже поверхности М располагаются многочисленные отражающие площадки, свидетельствующие о наличии довольно широкой зоны перехода от коры к мантии. Все это убеждает, что сокращенная мощность базальтового слоя под Донецким кряжем является следствием наложенных процессов, по возрасту более молодых, чем главная фаза прогибания, связанная с образованием угленосной паралической серии.

Разрез коры в Юго-Западном Предкавказье (рис. 19) свидетельствует, что Индоло-Кубанский краевой прогиб глубиной до 6—8 км, по-видимому, представляет собой унаследованную структуру, наложенную на более древний мезозойский — позднепалеозойский прогиб, основание которого находится на глубине около 20 км. Под ним, как и под Донецким кряжем, консолидированная толща коры сокращена до 20 км и слабо расчлененная поверхность М

находится на глубине около 40 км. Следовательно, и здесь, вероятно, происходили молодые процессы перестройки самой нижней части коры.

Как упоминалось, особое место в геологической структуре Скифской плиты занимают наложенные альпийские структуры Горного Крыма и Тарханкутского полуострова. Для Горного Крыма это подтверждено материалами ГСЗ. По сравнению со Степным Крымом поверхность М расположена здесь на гораздо больших глубинах (до 48 км) и мощность базальтового слоя заметно увеличена (до 40 км). Гранитный слой под Горным Крымом имеет мощность не более 7—8 км, из которых не менее половины составляет таврическая серия. Ее фундамент, по материалам электроразведки, находится на глубинах 4—5 км. Вопрос о составе фундамента таврической формации пока остается открытым. По-видимому, он образован метаморфическими комплексами байкалид, слагающими основание осадочного чехла в непосредственной близости от Горного Крыма.

Поверхность базальтового слоя образует под Горным Крымом антиклинальное поднятие, которое, по-видимому, является основным источником масс, обусловивших возникновение крымского гравитационного максимума. Поверхность М здесь расположена на глубинах 48—49 км. Альпийская структура Горного Крыма ограничена глубинными разломами, круто падающими на север.

Структура Тарханкутского полуострова не пересечена профилями ГСЗ, и поэтому ее глубинное строение пока остается неизвестным. На ее простирании в Степном Крыму по материалам глубинных сейсмических исследований в рельефе поверхности базальтового слоя намечается поднятие. Поверхность М здесь находится на аномально больших глубинах, по сравнению с соседними районами Скифской плиты. Все это дает основание предполагать некоторую аналогию в строении коры между структурами Горного Крыма и Тарханкутского полуострова.

Заканчивая описание Скифской плиты, необходимо обратить внимание на некоторые важные особенности ее глубинной структуры. Так, например, для этой плиты не характерны согласные изгибы поверхности фундамента и более глубоких границ раздела, отмечавшиеся для соседних районов Туранской плиты. Поверхность М здесь эпигенетична по отношению к верхним границам раздела. Консолидированная кора имеет неоднородное строение и неодинаковые мощности в разных районах. При этом неоднородности коры увеличиваются на юг, в направлении альпийского пояса. Эти и другие особенности строения коры Скифской плиты, вероятно, связаны с полицикличностью развития ее складчатого фундамента, испытавшего герцинский, байкальский и, по-видимому, добайкальские этапы геосинклинального развития, на которые были локально наложены процессы альпийской геосинклинальной перестройки, интенсивно проявившейся как в Кавказской складчатой системе, так и в Черноморской депрессии.

ГЛАВА V

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ И СИСТЕМЫ

Глубинное строение структур этого возраста, скрытых под осадочным чехлом, было охарактеризовано в предыдущей главе, поэтому ниже рассматриваются строение и мощность коры только в пределах их выходов на земную поверхность.

Позднепротерозойские структуры (байкалиды) слагают Байкальскую складчатую область, обрамляющую с юга и запада Сибирскую платформу. Для нее характерны большие мощности регионально метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ и широкое развитие гранитоидов в эвгеосинклинальных зонах. Для байкалид типична более значительная мощность гранитного слоя и бóльшая толщина коры, чем на Сибирской платформе. Однако молодые наложенные процессы, связанные с формированием Байкальской рифтовой зоны, привели к уменьшению мощности коры.

Палеозоиды отделены от байкалид глубинными разломами, но тем не менее байкальские и более древние структуры нередко обнажаются в ядрах палеозойских антиклинориев, свидетельствуя о том, что палеозойские геосинклинали были заложены на байкальском основании. Глубинные разломы служат границами между складчатыми областями и системами также внутри поля распространения палеозоид, определяя их крупную блоковую структуру. Метаморфизм палеозойских толщ менее значителен, чем байкальских, и гранитоиды здесь слагают относительно меньшие площади. Для палеозойских структур характерно обилие эффузивов, распространенных повсеместно, кроме узких миогеосинклинальных зон.

Палеозоиды слагают каледонскую Алтае-Саянскую и герцинскую Зайсанскую складчатые системы, наращивающие с юга и юго-запада байкальское обрамление Сибирской платформы. Глубинное строение их коры сейсмическими методами изучено недостаточно. По имеющимся неполным данным, в общих чертах оно аналогично байкалидам. Крупные блоки палеозоид образуют Казахскую складчатую область, где сложно сочетаются каледонские и герцинские структуры, и Уральскую складчатую систему. Здесь намечаются определенные связи между крупными элементами тектонической структуры (эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными зонами, антиклинориями, синклинориями и др.) с мощностями и особенностями внутреннего строения коры. Такие связи особенно рельефно выступают в пределах зеленокаменной полосы Урала, Токрауского синклинория, Успенской зоны смятия и ряда других структур. Между тем, какие-либо существенные различия в распределении мощности и в особенностях внутреннего строения консолидированной коры

между каледонидами и герцинидами пока не наметились. В целом казахские структуры отличаются от уральских большей мощностью коры и более мощным гранитным слоем. Герциниды Тянь-Шаня (Тянь-Шаньская складчатая система) обладают более мощной слабо расчлененной корой с мощным гранитным и еще более мощным базальтовым слоями.

Область распространения байкалид и палеозоид входит в зону активного проявления неотектонических движений. Однако ни распределение мощностей коры, ни особенности ее внутреннего строения не говорят о принципиальных различиях между участками, подвергшимися слабой и сильной неотектонической активизации. Характерен в этом отношении пример сравнения Токрауского синклинория с высотами земного рельефа до 1 км и структур Заилийского Алатау, поднятыми на высоту почти 4 км. В их пределах мощность коры превышает 50 км. При этом не отмечается элементов перерождения в основании коры под высоко поднятыми структурами Заилийского Алатау.

БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ И БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА

Сибирская платформа с юга, запада и северо-запада обрамлена широкой полосой байкалид. В пределах Западно-Сибирской плиты, как отмечалось, они скрыты под чехлом осадочных отложений. На земную поверхность байкалиды выходят только в южных горных районах Сибири, где они разделяются на Байкальскую и Енисейско-Саянскую складчатые системы. Общим для них является древнее архейское и нижнепротерозойское кристаллическое основание, на котором лежит мощный геосинклинальный комплекс рифейского возраста. С начала кембрия (также венда?) здесь развивался орогенный режим, по-разному проявившийся в этих складчатых системах.

Их граница со структурами кристаллического основания Сибирской платформы хорошо устанавливается по срезанию типичных для этой платформы субмеридионально ориентированных магнитных аномалий магнитными аномалиями северо-восточного и северо-западного простираний, которые характеризуют соответственно Байкальскую и Енисейско-Саянскую складчатые системы. Однако, судя по особенностям распределения и ориентировки магнитных аномалий, структуры раннего докембрия Сибирской платформы простираются далеко в глубь байкальских складчатых сооружений, образуя их фундамент (Мастюлин, 1972). Особое место в Байкальской складчатой системе занимает молодая наложенная структура Байкальской рифтовой зоны.

Байкальская складчатая система представляет собой восточную ветвь сибирских байкалид, распространенных в Прибайкалье, Западном Забайкалье и на Витимо-Патомском нагорье. В районе Южного Байкала она сочленяется с рассматриваемой далее Енисейско-Саянской складчатой системой. Главной особенностью Байкальской складчатой системы является ее кайнозойский этап геологического развития, связанный с проявлением мощных процессов рифтогенеза.

Геологическое строение Байкальской складчатой области в последние годы рассматривалось К. А. Клитиным, Т. Г. Павловой и Е. С. Постельниковым (1970), Л. И. Салопом (1964, 1967), Н. А. Флоренсовым (1968) и др. Вопросам изучения геофизических полей и глубинного строения посвящены работы Ю. А. Зорина (1971), С. В. Крылова, В. П. Мишенькина и Г. В. Крупской (1970), А. В. Ладынина (1969), Л. А. Мастюлина (1972), Ф. С. Моисеенко (1969), Б. Е. Щербаковой, Г. И. Семеновой и др. (1970) и ряда других авторов.

Байкальская складчатая система отделяет расположенный на юго-востоке Алданский щит от находящихся на северо-западе других структур Сибирской платформы. В районе южной окраины оз. Байкал она сопрягается с Енисейско-Саянской складчатой системой. На юго-востоке вдоль полосы крупных гранитных интрузий и расположенных на их простирании глубинных разломов Байкальская складчатая система сопрягается со структурами Монголо-Охотской складчатой области.

В ядрах крупных антиклинорных структур на окраинах Байкальской складчатой системы выступает ее древнее основание, представленное гнейсовыми сериями, чарнокитами, гранитоидами и другими архейскими породами, слагающими Чарский выступ, районы Западного Прибайкалья и о. Ольхон. К комплексу основания относятся также толщи нижнего протерозоя, которые в районе пос. Удокан представлены в разной степени метаморфизованными песчаниками, сланцами и карбонатными породами мощностью не менее 9—10 км. В других районах кроме осадочных толщ распространены толщи метаморфизованных эффузивов. Характерны крупные интрузии гранитоидов и местами значительный метаморфизм, в результате которого нижнепротерозойские толщи превращены в кристаллические сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы. Локально развитый средний протерозой сложен преимущественно толщами основных и кислых эффузивов.

Рифейские отложения залегают резко несогласно на более древних образованиях. Они принадлежат к внешней (миогеосинклинальной) и внутренней (эвгеосинклинальной) зонам. Миогеосинклинальная зона включает Жуинско-Патомский и Прибайкальский прогибы, выполненные терригенными и карбонатными толщами мощностью не менее 10—12 км в первом и до 4 км во втором. Для этой зоны характерны отрицательные магнитные аномалии, осложненные положительными аномалиями невысокой интенсивности, вытянутыми согласно с простиранием геологических структур в северо-восточном направлении.

В пределах эвгеосинклинальной зоны выделяются Байкало-Витимский антиклинорий и Баргузино-Витимский, Бодайбинский и Мамский синклинории. Значительные площади всех этих структур заняты интрузиями гранитоидов, для которых также типичны отрицательные магнитные аномалии. Однако распространенные здесь толщи метаморфизованных эффузивных и терригенно-эффузивных пород выделяются интенсивными полосовыми магнитными аномалиями, вытянутыми вдоль геологических структур. Мощность эффузивно-осадочных толщ превышает 8 км.

Структуры обеих зон нарушены глубинными разломами. В эвгеосинклинальной зоне они контролируют размещение интрузий базитов и гипербазитов. Нижние кромки магнитовозмущающих масс под этими интрузиями располагаются в базальтовом слое на глубинах 17—25 км. Такие интрузии зафиксированы вдоль Обручевского разлома, проходящего по северо-западному берегу Байкала.

Орогенный комплекс в пределах Байкальской складчатой системы развит незначительно. Он представлен в разной степени дислоцированными терригенными и частью карбонатными толщами венда (?) — нижнего палеозоя мощностью до 2—3 км, выполняющими небольшие по размерам наложенные впадины и грабен-синклинали. В раннем триасе на юге рассматриваемой складчатой системы внедрялись щелочные гранитоиды и изливались основные лавы. С верхней юрой и мелом связано образование конседиментационных впадин, выполненных континентальными угленосными толщами.

К олигоцену относится начало образования Байкальской рифтовой зоны, которая продолжала формироваться в течение всего кайнозоя. Как отмечает Н. А. Флоренсов (1968), она не связана с трассой какого-либо единого крупного глубинного разлома, хотя направляющее влияние таких разломов на отдельных участках зоны велико. Рифтовые впадины слагают зону протяженностью свыше 2500 км, наложенную на докембрийское основание обычно вне связи с его внутренней структурой.

Глубины погружения фундамента во впадинах различны. Наиболее значительны они для оз. Байкал, где выделяются Южно-Байкальская впадина, в пределах которой под водным слоем залегает толща осадочных пород мощностью до 5—6 км, и Северо-Байкальская впадина с осадочным чехлом до 4 км. Впадины разделены перемычкой района о. Ольхон и п-ова Святой Нос. В других впадинах мощность осадочного чехла менее значительна (Тункинская впадина — до 3 км, Селенгинская впадина — 2—3 км и т. д.). Типичны асимметрия

впадин и наличие крупных разломов вдоль их северных и северо-западных бортов. Ширина рифтовых впадин во много раз меньше их длины.

Эпоха формирования рифтовых впадин с олигоцена и до голоцена характеризовалась излияниями трахибазальтовых лав чаще в районах поднятий и реже в самих впадинах. В лавовых излияниях хребта Хамар-Дабан, в бассейне р. Джиды и на Витимском плоскогорье И. В. Беловым встречены крупные включения оливинитов с примесью пироксена, шпинели и хромита, по-видимому, вынесенные вместе с магматическими расплавами из верхней мантии.

Для гравитационного поля Байкальской складчатой системы типична значительная депрессия, при этом отмечается совпадение оси региональной отрицательной магнитной аномалии и того же знака аномалий силы тяжести. Байкальская рифтовая впадина выделяется интенсивным минимумом аномалий силы тяжести во всех редукциях (Фая, Буге, изостатической). Многие другие крупные рифтовые впадины также обладают отрицательными аномалиями Фая и Буге. Для поднятий, сопредельных с впадинами, эти аномалии имеют относительно положительные значения. В магнитном поле рифтовые впадины часто тяготеют к зонам узких отрицательных линейных магнитных аномалий с градиентными ступенями в краевых частях. Но наряду с этим многие из впадин не обнаруживают каких-либо определенных связей с полем магнитных аномалий.

В настоящее время существует несколько взглядов на природу аномалий силы тяжести Байкальской рифтовой зоны. Используя сейсмологические определения мощности коры в 60—70 км в районе Южного Байкала, сделанные В. Н. Гайским, А. П. Булмасов предположил, что наблюдаемые здесь минимумы аномалий силы тяжести связаны с большой мощностью коры (до 70—80 км). А. А. Борисов (1967), интерпретируя эти данные, полагал, что наблюдаемые здесь минимумы вызваны как большой мощностью коры, так и разуплотненным подкоровым субстратом, представленным «корово-мантийной смесью». Расчеты Ю. А. Зорина (1971) показали, что для Байкальской рифтовой зоны не устанавливается сколько-нибудь значительного нарушения изостатического равновесия, поскольку наблюдаемые аномалии не обусловлены топографическими массами, будучи связаны главным образом с плотностными неоднородностями коры. При этом избыток топографических масс Байкальского сводового поднятия, по-видимому, компенсируется скоплением относительно легкого материала верхней мантии в подкоровых слоях, а дефицит масс в крупных рифтовых впадинах уравновешивается поднятием поверхности М и некоторым возрастанием плотности коры в результате внедрения основных и ультраосновных интрузий.

Отмеченные выше первые сейсмологические определения мощности коры на Байкале не подтвердились последующими исследованиями. С. И. Галенецкий показал, что глубины до поверхности М могут быть оценены для западного побережья Байкала в 42 км, а для восточного побережья Южного Байкала (севернее залива Провал) в 38 $\pm$ 3 км. Эти определения глубин до поверхности М близки к результатам профильных глубинных сейсмических исследований коры. По данным С. В. Крылова и др. (1970), глубина до поверхности М под Южно-Байкальской впадиной (на широте Оймура) равна 36—37 км (рис. 20). Следует заметить, что поверхность М очень полого погружается на восток, достигая в районе Улан-Удэ 38 км и в районе Хилка 40 км. При этом ни под хребтом Уласын-Бургасы, ни под другими забайкальскими хребтами не отмечается «корней гор».

Поверхность М характеризуется аномально низкой граничной скоростью (7,7 км/сек). Средняя скорость в коре под хребтом нормальная для коры континентального типа (6,4 км/сек). Внутри коры на глубине 15—17 км установлена пологая отражающая граница, которая по аналогии с другими районами может быть интерпретирована как поверхность базальтового слоя. Над нею на глубине около 4 км залегает преломляющая граница с граничной скоростью 6,2 км/сек, которая с некоторым вероятием может быть принята за поверхность фундамента байкалид.

Существенно иным представляется глубинное строение Северо-Байкальской впадины. Как показал С. В. Крылов, поверхность М по данным площадных глубинных сейсмических зондирований здесь находится на глубинах от 39 до 43 км, т. е. значительно глубже, чем под Южно-Байкальской впадиной. В отличие от последней контрасты в строении коры и глубин до поверхности М между обрамляющими горными сооружениями и впадиной в северном направлении становятся менее отчетливыми. Все это не подтверждает ранее высказанных предположений о существовании под оз. Байкал больших по амплитуде «корней» (или «антикорней») в рельефе поверхности основания коры.

В общем оказалось, что кора под Байкальской рифтовой впадиной существенно не отличается от коры сопредельных с нею структур Западного Забайкалья. По-видимому, относительно высокое положение поверхности М в этом

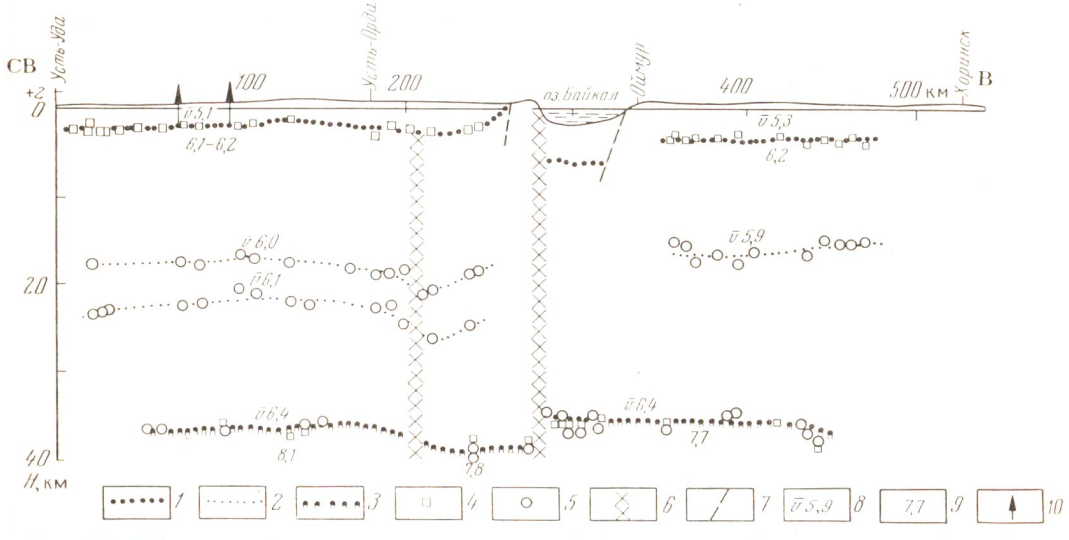


Рис. 20. Сейсмический разрез земной коры через Байкальскую рифтовую зону (по С. В. Крылову и др.)

1 — поверхность фундамента; *2* — границы раздела внутри консолидированной коры; *3* — поверхность Мохоровичича; *4* — глубины по отраженным волнам; *5* — глубины по преломленным волнам; *6* — разломы; *7* — то же, по геологическим данным; *8* — средняя скорость, км/сек; *9* — граничная скорость, км/сек; *10* — глубокие скважины

регионе свидетельствует о принадлежности к рифтогенной зоне не только одной Байкальской впадины, а гораздо более широкой полосы Байкальской складчатой системы. Ее северо-западной границей, вероятно, является Обручевский разлом, по которому поверхность М опущена в Приморском хребте и Предбайкальском прогибе на 3 км. В миогеосинклинальной зоне, под Предбайкальским прогибом, поверхность М находится на глубине около 40 км. Причем под этим прогибом поверхность М, разделы внутри коры и поверхность фундамента образуют согласный изгиб. Наблюдаемые здесь глубинные структуры коры существенно отличны от структур Байкальской рифтовой зоны.

Пространственные глубинные сейсмологические исследования со станциями «Земля» (Щербакова и др., 1969) между устьем р. Селенги и г. Улан-Удэ также показали, что средние глубины до поверхности М в районе Байкала и Западного Забайкалья близки к 36—38 км. Однако здесь были отмечены как наименьшие глубины в долине р. Селенги (менее 35 км), так и наибольшие глубины в северной части хребта Хамар-Дабан (свыше 50 км). Большие глубины до поверхности М (около 50 км) были получены С. В. Крыловым и др. при точечных сейсмических зондированиях восточнее оз. Байкал, в районе южного окончания Баргузинского хребта. Таким образом, рельеф поверхности М в районе восточнее Байкала более сложный, чем это могло показаться на основании одного профильного пересечения.

Сейсмические данные о строении коры внутренних районов эвгеосинклинальной зоны ограничены коротким маршрутом, недавно пройденным С. В. Крыловым и др. к северу от Читы в глубь Витимского плоскогорья, где были зарегистрированы глубины до поверхности М от 42 до 48 км. Здесь наблюдается мощный гранитный слой (более 20 км), которому свойственна субгоризонтальная расслоенность, вероятно, свидетельствующая о наличии нескольких структурных этажей в основании байкалид. По прогнозным данным для сейсмически не исследованных северных районов байкалид, мощность коры для эвгеосинклинальной зоны оценивается свыше 40 км, тогда как в миогеосинклинальной зоне она едва ли превышает 40 км.

Характерной особенностью Байкальской рифтовой впадины является высокое значение теплового потока (2,1—3,1 мкал/сек·см^2), который более чем в два раза превышает величину теплового потока в соседних южных районах Сибирской платформы. Согласно Е. А. Любимовой, У. И. Моисеенко и др., Байкальская рифтовая впадина является крупнейшей тепловой аномалией среди континентальных структур вне областей активного вулканизма. Высокий разогрев глубинных недр подтверждается данными магнитотеллурического зондирования, которые показали наличие слоев с низким сопротивлением на небольших глубинах как в толще коры (10—20 км), так и в верхней мантии (100—140 км).

Г. П. Горностаев и В. А. Михалевский предполагают, что первый проводящий слой может быть связан либо с очагами расплавленной магмы, либо с явлениями термальной дегидратации пород и минералов. Второй проводящий слой, по-видимому, вызван возрастанием температуры в верхней мантии до 800—850° С, при которой электропроводность пород основного и ультраосновного состава становится примерно в 10 раз меньше, чем их электропроводность при менее нагретом состоянии. Оба этих проводящих слоя расположены под Байкальской рифтовой впадиной на глубинах примерно в два раза меньших, чем под Иркутским амфитеатром.

Специфический характер Байкальской рифтовой впадины должен быть дополнен данными о напряженном состоянии коры. Как показали Л. А. Балакина и др. (1972), по данным изучения очагов сильных землетрясений, здесь действуют горизонтально ориентированные и перпендикулярные к структурам растягивающие напряжения, сочетающиеся с вертикальными сжимающими усилиями. Для внерифтовых районов Забайкалья горизонтальной является компонента сжатия.

Енисейско-Саянская складчатая система простирается от Восточного Саяна через Енисейский кряж к Туруханскому поднятию. Результаты геологического изучения этой складчатой системы в последние годы были представлены О. А. Вотахом (1968), Г. А. Кудрявцевым и в ряде трудов других исследователей, а данные ее регионального изучения освещены в работах С. В. Крылова, А. Л. Рудницкого и др. («Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири», 1970), Ф. С. Моисеенко (1969), С. В. Новоселова (1971), Ю. А. Павлова и Л. М. Парфенова (1965, 1967) и др.

Наиболее древними в этой складчатой системе являются нижнеархейские гнейсы, гранулиты, выступающие в горстовых структурах Восточного Саяна. Они отличаются равномерным метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой фации и субмеридиональной ориентировкой структур, характерных для нижнего архея фундамента сопредельных районов Сибирской платформы. Это дало основание рассматривать Шарыжалгайский, Бирюсинский и другие горстового типа выступы нижнего архея в пределах Восточного Саяна как поднятые блоки кристаллического основания платформы.

Для развитых в Восточном Саяне и Енисейском кряже толщ гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, мраморов и кварцитов верхнего архея (мощность 13—14 км) и нижнего протерозоя (более 6 км) характерен метаморфизм амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и других фаций и субфаций. Доминируют простирания структур, в целом согласные с общим простиранием Енисейско-Саянской складчатой системы. Как и для Байкальской складчатой

системы, все эти кристаллические комплексы образуют фундамент геосинклинальных формаций рифейского возраста. Вдоль окраин Сибирской платформы эти формации близки к миогеосинклинальному типу и сменяются эвгеосинклинальным типом вдали от платформы.

Рифейские толщи сложены филлитами, мраморизованными карбонатными и некоторыми другими породами. В эвгеосинклинальной зоне широко распространены метаморфизованные эффузивы основного и кислого состава. Мощность рифейских толщ свыше 7—9 км в Енисейском кряже и не менее 12—14 км в Восточном Саяне (Протеросаяне). Верхние члены рифейского разреза менее метаморфизованы, чем нижние, которые местами, особенно близ крупных гранитных интрузий, превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. Севернее Енисейского кряжа рифейские толщи слабо изменены. В районе Туруханского поднятия они представлены преимущественно карбонатными породами (не менее 5 км), а в районе Игарки главным образом терригенными и карбонатными породами и частью основными эффузивами (неполная мощность 3—5 км).

Известны девонские эффузивы, прорванные посторогенными девонскими интрузиями щелочных гранитов и сиенитов. Интрузивная деятельность характеризуется внедрениями дорифейских и послерифейских комплексов гранитоидов и более основных пород. С ранним и средним палеозоем связаны интрузии гипербазитов, базитов и гранитоидов. Особенно значительно они проявились в зоне Главного разлома Восточного Саяна и оперяющих его разломов. Эти разломы создают типичную для Восточного Саяна сложную блоковую структуру, которая по материалам интерпретации аэромагнитных и гравиметрических данных прослеживается на глубину 10—15 км.

Орогенный комплекс распространен незначительно и образован терригенными и терригенно-карбонатными отложениями венда — нижнего кембрия. В наложенных Рыбинской и некоторых других впадинах развиты более молодые палеозойские отложения, а также толщи мезозойско-кайнозойского возраста.

В магнитном поле Енисейско-Саянская складчатая система включает Присаянскую и Енисейско-Туруханскую полосы нормальных и отрицательных аномалий, простирающихся вдоль миогеосинклинальной зоны. Здесь породы верхнего архея, протерозоя и кембрия, слагающие большую часть Восточного Саяна и Енисейского кряжа, либо практически немагнитны, либо слабо магнитны. В отличие от них породы нижнего архея магнитны, поэтому над их выступами, так же как и на окраине Сибирской платформы, наблюдаются интенсивные полосовые положительные аномалии, сочетающиеся с отрицательными аномалиями.

Для эвгеосинклинальной зоны характерны интенсивные положительные аномалии, связанные с широким развитием толщ эффузивов и гранитоидов таннуольского и других комплексов. Расчеты нижних кромок магнитовозмущающих масс показали глубины: для интрузий таннуольского и других комплексов 4—11 км и реже до 19 км, для интрузий базитов и гипербазитов до 10 км и для серий архейских пород Шарыжалгайского выступа до 24—25 км. Под Ильчирским синклинорием и Хойто-Окинским антиклинорием они располагаются на глубинах до 20 км. Эти данные могут быть использованы для оценки вертикальной мощности перечисленных геологических формаций, так как ниже указанных глубин, по-видимому, расположены менее намагниченные комплексы пород.

Для Восточного Саяна характерна общая глубокая депрессия поля аномалий силы тяжести. При этом минимумы приходятся на зоны распространения интрузий гранитоидов. Для Енисейского кряжа значения аномалий силы тяжести более высоки. Ф. С. Моисеенко по гравиметрическим данным показал, что мощность гранитного слоя не превышает 2—3 км, диоритового слоя 6—10 км, а мощность базальтового слоя достигает 35—37 км. Наиболее высоко поднята поверхность базальтового слоя под Бирюсинским и Шарыжалгайским выступами архея (10—12 км) и наиболее прогнута под зоной Главного разлома

Восточного Саяна. Глубины до поверхности М им оценены в 44—45 км. Существенно иными оказались расчеты Л. М. Парфенова по аэромагнитным данным, оценившего мощность гранитного слоя в 10—12 км, а мощность диоритового слоя до 20—28 км. При этом к гранитному слою названный исследователь относит собственно гранитные образования, а к диоритовому слою—толщи кристаллических пород докембрия.

Строение коры изучалось сейсмическими методами только вдоль одного пересечения ГСЗ через Енисейский кряж между Енисейском и Мотыгино. В результате проведенных работ установлена увеличенная, по сравнению с соседними районами Западно-Сибирской плиты, мощность коры (до 46—47 км). Для нее нетипичны четкие протяженные сейсмические границы (см. рис. 14). Средние скорости упругих волн во всей толще коры в меридиональном направлении примерно на 0,2 км/сек больше, чем в широтном, тогда как для верхней мантии такой анизотропии не отмечается (вдоль поверхности М $v_г$ равно 8,1 км/сек). Эти особенности коры Енисейского кряжа связываются с наличием долготных разломов, уходящих на большую глубину, но не затрагивающих верхней мантии. Байкальские структуры Енисейского кряжа с востока и запада ограничены мощными глубинными разломами, выделяющимися в магнитном поле сменой типов аномалий и градиентной ступенью.

Некоторые данные о строении коры Восточного Саяна дали работы Б. Е. Щербаковой со станциями «Земля», которые показали, что близ северных окраин Шарыжалгайского выступа в бассейне р. Оки мощность коры возрастает до 50 км и в бассейне р. Угны до 45—46 км против 42—43 км для соседних районов Сибирской платформы. Поверхность базальтового слоя, по данным обменных волн, здесь фиксируется на глубинах 12—16 км. Внутри базальтового слоя отмечаются границы обмена, располагающиеся субпараллельно поверхности М. Средние скорости в коре определены в 6,3 км/сек.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Крупный блок каледонских и более древних структур, заключенный между байкалидами Сибири на севере и герцинидами Казахстана на юге, обычно выделяется в качестве отдельной Алтае-Саянской складчатой системы. Эта система возникла на месте геосинклинальной области, заложенной в позднем рифее на гетерогенном байкальском и, возможно, более древнем складчатом основании и развивалась в течение раннего палеозоя.

Общие вопросы геологического строения этой складчатой системы были освещены в работах Г. А. Кудрявцева, В. П. Нехорошева, Л. М. Парфенова (1967) и многих других авторов. Вопросы строения земной коры и ее геофизические поля рассматривались Н. К. Булиным и др. (1969), А. А. Дергачевым и С. В. Крыловым (1968), Н. П. Есиковым и др. (1969), С. В. Крыловым, А. А. Крыловой и др. (1968), С. В. Крыловым, Г. В. Егоровым и др. («Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири», 1970), Ф. С. Моисеенко (1969) и др.

В пределах Алтае-Саянской складчатой системы выделяется комплекс простирающихся в северо-восточном направлении позднекаледонских структур Западного Саяна и прилегающих районов Тувы и комплекса ранних каледонид, которые в Кузнецком Алатау имеют северо-западное простирание.

Фундамент каледонид сложен архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами. Эти породы не только образуют выступы на земной поверхности, но и встречаются в ксенолитах в трубках взрыва в Минусинской впадине. Залегающие несогласно на кристаллических комплексах нижне- и среднерифейские отложения представлены метаморфизованными преимущественно в фации зеленых сланцев терригенными, терригенно-карбонатными, вулканогенными толщами, во многом близкими к одновозрастным отложениям, типичным для эвгеосинклинальной зоны байкалид Енисейско-Саянской складчатой системы. Их суммарная мощность 8—12 км.

Собственно каледонский комплекс включает толщи от верхнего рифея до ордовика и в районах поздних каледонид до нижнего силура включительно. Здесь развиты терригенные, вулканогенные и карбонатные типы разрезов, характеризующие нижнюю половину комплекса, общая мощность которого 5—8 км. Верхняя половина комплекса представлена главным образом флишевыми и флишоидными толщами мощностью свыше 6—7 км.

Более молодые (силур—пермь) преимущественно терригенные отложения связаны с формированием орогенных структур. К их числу относятся Тувинская и Минусинские впадины, где мощность осадочного чехла достигает 3—4 км. В Тувинской и некоторых других впадинах также распространены угленосные юрские и меловые континентальные отложения. Мало развиты во впадинах кайнозойские накопления.

К геосинклинальным и частью послегеосинклинальным этапам относятся внедрения сложных серий кислых и в меньшей мере основных и ультраосновных пород. Последние, как и в других регионах, тесно связаны с зонами глубинных разломов. К девону в Минусинских впадинах относится образование трубок взрыва, сложенных щелочными базальтоидами. С юрой в Кузбассе связаны траповые излияния, а в кайнозое в горных районах происходили локальные излияния базальтов.

Поле магнитных аномалий Алтае-Саянской складчатой системы знакопеременное, дифференцированное. Синклинории и впадины, выполненные мощными немагнитными осадочными толщами, характеризуются пониженным и нормальным полем аномалий. То же типично и для некоторых антиклинориев (например, Батеневского) *. Районы распространения интрузий и эффузивных образований отличаются положительными магнитными аномалиями. Последние также свойственны обеим Минусинским впадинам, где развиты девонские эффузивные толщи. Узкие линейные магнитные аномалии высокой интенсивности характерны для зон глубинных разломов, трассирующих интрузии базитов и гипербазитов. Нижние кромки магнитовозмущающих масс располагаются на глубинах обычно до 10—15 км.

Поле аномалий силы тяжести характеризуется общим понижением от северных низкогорных районов к южным средне- и высокогорным. Последние принадлежат к области Центрально-Азиатского гравитационного минимума, охватывающего сопредельные районы Монголии. При этом антиклинориям свойственны относительно положительные, а синклинориям относительно отрицательные аномалии Буге. Использование аномалий силы тяжести позволило оценить глубины до поверхности М в средне- и высокогорных районах в 46—50 км, а в низкогорных 42—46 км.

Выполненные Ф. С. Моисеенко по гравиметрическим данным расчеты мощностей слоев показали следующее: максимумы мощностей гранитного слоя (10—14 км) типичны для Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Западного Саяна и Горной Тувы, а минимумы (4—6 км) — для Минусинских впадин и сопредельных районов. Для диоритового слоя отмечается минимум мощности (2—4 км) в районе Западного Саяна, тогда как для остальной части каледонид мощности его изменяются от 4 до 6 км. Таким образом, почти для всей Алтае-Саянской складчатой системы типична значительно увеличенная мощность верхней, менее плотной надбазальтовой части консолидированной коры (до 20—25 км), кроме Приминусинских районов (6—10 км). Распределение глубин до поверхности базальтового слоя по гравиметрическим данным представлено на рис. 21. Мощность базальтового слоя, по-видимому, возрастает в южном направлении, достигая в районах Горного Алтая 25—30 км. В северных районах она, возможно, не превышает 20—25 км. В Горном Алтае к поверхности базальтового слоя, как отмечают Н. Л. Есиков и др., тяготеют гипоцентры землетрясений.

---

* Батеневский антиклинорий и некоторые другие аналогичные структуры иногда выделяют в качестве срединных массивов.

Изучение строения коры сейсмическими методами здесь почти не производилось. По данным ГСЗ на северных окраинах Горной Шории непосредственно южнее Кузнецкой впадины глубины до поверхности М ($v_г$ 8,1 км/сек) достигают 52 км, в центральной части Кузнецкого Алатау они, возможно, составляют 46—48 км. В Джебашском антиклинории (Западный Саян) глубины до поверхности М определены в 52—53 км (Дергачев, Крылов, 1968). Работы со станциями «Земля» в юго-западной части Холзунско-Чуйского антиклинория в Горном Алтае показали, что поверхность М находится на глубине 43—44 км, поверхность базальтового слоя — на глубине 26—28 км (Булин и др., 1969). При этом вертикальная мощность каледонского геосинклинального комплекса с некоторым вероятием здесь может быть оценена в 12—14 км, а подстилающих его кристаллических комплексов гранитного слоя — до 14—16 км.

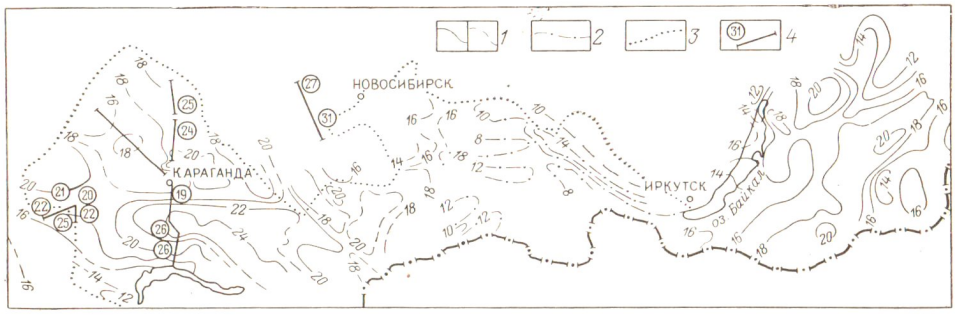


Рис. 21. Карта рельефа поверхности базальтового слоя южных районов Сибири и Казахстана (Моисеенко, 1969)

1 — линии равных глубин залегания кровли базальтового слоя по гравиметрическим данным (пунктир — выделенные менее определенно); *2* — то же, по магнитным данным; *3* — контур обнаженной части складчатых областей; *4* — профили ГСЗ (числа в кружках — значения глубин в км до поверхности базальтового слоя по сейсмическим данным)

Исследование волн от землетрясений позволило Г. М. Цыбульчику определить в Тувинской впадине глубины до поверхности М в 43—48 км, а в расположенных южнее раннекаледонских Сангиленской и Бийхемской антиклинорных структурах в 48—53 км. Ранее для этих районов С. И. Масарским и Ф. С. Моисеенко глубины до поверхности М оценивались около 60 км.

Сравнение гравиметрических, сейсмологических и сейсмических данных свидетельствует о приблизительной однозначности оценок глубин до поверхности М. По сравнению с соседними структурами байкальского и герцинского возраста кора каледонид отличается не только большей мощностью, но и значительно большей мощностью гранитного слоя, более половины которого образовано складчатыми геосинклинальными комплексами позднего рифея — нижнего палеозоя. Тувинская впадина, Минусинские впадины и сопредельные с ними раннекаледонские структуры юго-западной окраины Восточного Саяна (Батеневская зона) обладают относительно уменьшенными мощностями коры. Это подчеркивает их структурную обособленность.

ЗАЙСАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта система включает герцинские складчатые сооружения Северо-Восточного Казахстана, Салаира, Томь-Колыванских возвышенностей и некоторые другие структуры южного горного обрамления Сибири. Она разделяет ранние каледониды Горного Алтая и поздние каледониды хребтов Чингиза и Тарбагатая. Простирания структур в южной части этой системы северо-западные, а не северо-северо-восточные, в Томь-Колыванских возвышенностях северо-восточные.

Основные черты тектонического строения Зайсанской складчатой системы недавно рассматривались М. Ф. Микуновым (1972), а ранее В. П. Нехорошевым

и многими другими исследователями. Результаты регионального геофизического изучения этой системы представлены в работах Н. К. Булина и др. (1969), С. В. Крылова, Г. В. Егорова и др. («Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири», 1970), И. А. Розенфарба (1971), В. С. Суркова и др. («Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке», 1967) и др.

Докембрийский фундамент в пределах Зайсанской складчатой системы почти нигде не обнажен, лишь в пределах Чарского гипербазитового пояса Н. П. Добрецовым и Л. Г. Пономаревым установлены, по-видимому, нижнепротерозойские гранатовые амфиболы и эклогиты, являющиеся более древними образованиями, чем развитые здесь гранат-мусковитовые и глаукофановые сланцы предположительно рифейского или кембрийского возраста. Также к нижнему протерозою, по Б. Я. Хоревой, могут быть отнесены выходы гнейсов, обнаженные вдоль Иртышского глубинного разлома. Основанием герцинского складчатого комплекса являются сильно смятые и метаморфизованные песчано-сланцевые, частью карбонатные и во многом вулканогенные толщи нижнего палеозоя. На Салаире их мощность превышает 7—8 км.

Герциниды южных районов делятся на внешние Рудно-Алтайскую и Жарминскую зоны и внутреннюю Иртыш-Зайсанскую зону, в которую в последние годы стали объединять ранее выделенные В. П. Нехорошевым Калба-Нарымскую и Чарскую зоны.

Иртыш-Зайсанская зона образована отложениями от ордовика до намюра, представленными в нижней части известняками, эффузивами, кремнистыми и терригенными породами, а в верхней части — преимущественно песчано-сланцевыми накоплениями. Их мощность в Чарском антиклинории свыше 12 км. В Рудно-Алтайской зоне распространены девонские преимущественно эффузивные толщи (3—4 км), которые непосредственно налегают на структуры раннекаледонского возраста. Девон перекрыт песчано-сланцевыми отложениями нижнего карбона (до 3 км). В Жарминской зоне эффузивные и терригенные толщи среднего палеозоя (не менее 6—7 км) лежат на позднекаледонском складчатом основании.

Структурными аналогами Жарминской зоны, вероятно, являются структуры Томь-Колыванских возвышенностей, где развиты терригенные и эффузивные толщи девона и нижнего карбона (5—6 км). На Салаире распространены карбонатные, терригенные и эффузивные отложения (не менее 8—9 км), охватывающие возрастной интервал от ордовика до нижнего карбона. Близкие размеры характеризуют Ануйско-Чуйский и Уйменско-Лебедской синклинории, расположенные среди каледонских структур Горной Шории.

К орогенному этапу, начавшемуся в конце раннего карбона, во внешних зонах Зайсанской складчатой системы относятся мощные интрузии габбро-диорит-гранитовой формации и пермские гранитные интрузии. Во внутренней Иртыш-Зайсанской зоне развиты только пермские гранитные интрузии. С началом орогенного этапа связано образование наложенных впадин, в которых развиты угленосные терригенные толщи и эффузивы. В Зайсанской длительно развивающейся наложенной впадине распространены мезозойские и кайнозойские осадочные толщи. Здесь в Кендерлыкской мульде мощность слабо уплотненных пермских, мезозойских и кайнозойских отложений достигает 4,5—5 км. Сплошной покров кайнозойских отложений перекрывает герциниды Зайсанской складчатой системы на южных окраинах Западно-Сибирской плиты.

Важными элементами тектонического строения рассматриваемой складчатой системы являются отмеченные выше Чарский и Иртышский, а также Северо-Восточный, Калба-Чингизский (Тарбагатайский) и другие глубинные разломы, которые, как отмечает В. П. Нехорошев, явились основой создания ее структурного плана. Они характеризуются длительностью развития и крутым падением.

Особую структурную позицию занимает Кузнецкая впадина, отделяющая каледониды Кузнецкого Алатау и Горной Шории от герцинид Салаира. Ее Н. С. Шатский относил к структурам типа краевых прогибов. Эта впадина

выполнена мощной (до 10 км) пермской угленосной толщей, согласно подстилаемой известняками карбона (более 1 км). Во внутренних районах впадины распространены верхнетриасовые и нижнеюрские также угленосные отложения (до 1 км). Палеозой значительно дислоцирован лишь на восточных склонах Салаира. Во внутренних районах впадины он лежит полого и слабо нарушен у окраин Кузнецкого Алатау.

В поле магнитных аномалий и аномалий силы тяжести Рудно-Алтайская зона выделяется их повышенными значениями. Для Иртыш-Зайсанской и Жарминской зон значения аномалий понижены; при этом положительным тектоническим формам соответствует повышение аномалий силы тяжести, а отрицательным — понижение. Для Жарминской зоны характерны узкие положительные магнитные аномалии, выделяющиеся на фоне нормальных аномалий. Для структур Томь-Колыванских возвышенностей типичны пониженные значения как аномалий силы тяжести, так и магнитных аномалий. Структуры Салаира выделяются нормальным полем магнитных аномалий и относительно повышенным полем аномалий силы тяжести. Для структур Кузбасса типичны резко положительные магнитные аномалии и слабо пониженные аномалии силы тяжести.

Эти и другие данные свидетельствуют о тесной связи аномальных полей с крупными геологическими структурами. Нижние кромки магнитовозмущающих масс находятся на глубинах 14—18 км и не выходят за пределы гранитного слоя. Изменения уровня аномалий силы тяжести, вероятно, связаны в основном с плотностными неоднородностями в коре и, в частности, с изменениями соотношений мощностей гранитного и базальтового слоев, что особенно рельефно выражено в Рудно-Алтайской зоне. Поверхность М, расположенная примерно на равных глубинах, по-видимому, не оказывает значительного влияния на формирование поля аномалий силы тяжести. Однако в Кузнецкой впадине следует предполагать взаимно компенсирующее влияние поднятия поверхности М и большой мощности осадочного чехла.

Результаты глубинных сейсмических исследований с помощью обменных волн от землетрясений, как показали Н. К. Булин и др., свидетельствуют, что поверхность М под Зайсанской складчатой системой в районе Юго-Западного Алтая слабо дифференцирована и находится на глубинах около 45 км. При этом наблюдается возрастание глубин до нее в районах Жарминской зоны и в направлении каледонид Алтае-Саянской складчатой системы. Кроме того, отмечается значительное возрастание глубин в полосе, тяготеющей к Иртышскому глубинному разлому (свыше 50 км). Этот разлом по сейсмологическим данным прослеживается на глубину около 60 км, тогда как Чарский глубинный разлом, по тем же данным, фиксируется до глубин более 120 км. Эти разломы почти не выражаются смещениями глубинных границ и выделяются только в качестве зон нарушения сейсмической корреляции. Тем не менее следует отметить, что в поле аномалий силы тяжести они выражаются очень крупными протяженными ступенями. В поле магнитных аномалий выделяются те участки глубинных разломов, которые подчеркнуты выходами магнитных пород (например, измененных гипербазитов в зоне Чарского разлома).

Под Рудно-Алтайской зоной предполагаемый додевонский фундамент отмечается на глубинах 3—7 км, а под Иртыш-Зайсанской зоной — на глубинах 8—10 км. Мощность гранитного слоя без среднепалеозойской толщи складчатых герцинид под Иртыш-Зайсанской зоной оценивается в 17—18 км, тогда как под Рудно-Алтайской зоной она не более 7—10 км. Внутри гранитного слоя намечаются две поверхности обмена. С некоторым вероятием одна из них может быть интерпретирована как поверхность фундамента каледонид, другая — как раздел внутри протерозойского комплекса пород. Последний, по-видимому, повсеместно распространен под всей Зайсанской складчатой системой.

Поверхность базальтового слоя зафиксирована на глубинах 23—27 км. При этом меньшие глубины типичны для Рудно-Алтайской зоны, бóльшие для Иртыш-Зайсанской и наибольшие (?) для Жарминской зоны. Пределы изменений мощностей базальтового слоя от 16—17 до 20—22 км. Внутри него

местами намечается субгоризонтальная расслоенность. Обращает на себя внимание либо отсутствие границ раздела, либо малая четкость их выделения под зоной калбинских гранитных плутонов, что может свидетельствовать о наличии под ними глубинных, возможно, сквозькоровых разломов.

По данным регистрации промышленных взрывов (по Е. И. Эрглису и др.), разрез коры Юго-Западного Алтая характеризуется скоростями продольных волн 5,9 и 6,8 км/сек и поперечных волн 3,4 и 3,95 км/сек, которые соответствуют слоям, залегающим на глубинах 2—20 и 20—46 км. Ниже поверхности М скорости продольных волн 8,2 км/сек и поперечных 4,7 км/сек.

Точечные сейсмические зондирования на Салаире показали, что поверхность М ($v_г$ 8,0 км/сек) здесь также располагается на глубинах около 45—46 км. Однако мощность базальтового слоя увеличена (до 25—26 км). Мощность

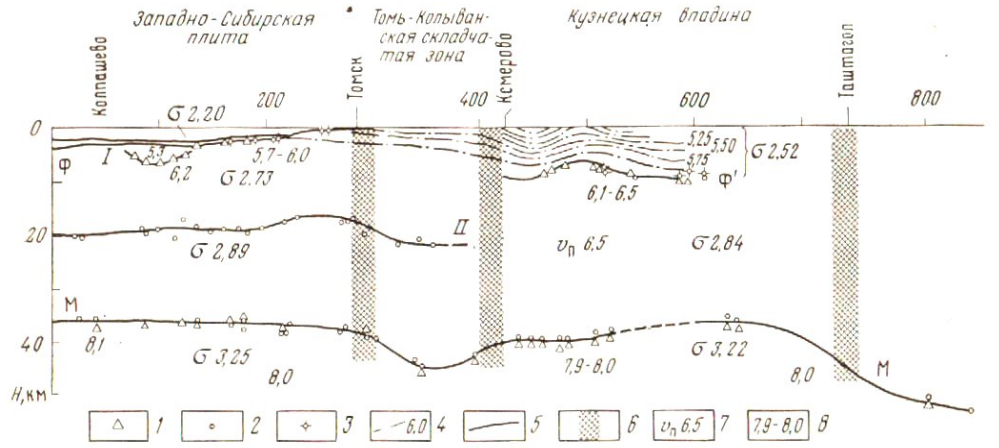


Рис. 22. Сейсмический разрез земной коры через герцинские структуры Томь-Колыванских возвышенностей, по С. В. Крылову и др. («Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири», 1970)

Глубины: *1* — по преломленным волнам, *2* — по отраженным волнам, *3* — по обменным волнам и типа PP; *4* — линии равных скоростей по данным рефрагированных волн; *5* — сейсмические границы; *6* — зоны предполагаемых глубинных разломов; *7* — пластовая скорость, км/сек; *8* — граничная скорость, км/сек Ф и Ф′ — поверхности складчатого фундамента; *I* и *II* — границы в толще консолидированной коры; М — подошва земной коры; σ — плотность, г/см³

гранитного слоя около 20 км. Внутри него выделяются, по-видимому, те же две границы раздела, что и на Юго-Западном Алтае. Вертикальная мощность герцинского складчатого комплекса 6—9 км. Структуры Салаира отделены от Кузнецкой впадины крупным глубинным разломом, смещающим глубинные границы на 2—3 км.

Примерно теми же особенностями глубинного строения коры характеризуются и герцинские структуры Томь-Колыванской возвышенности. По сравнению с сопредельными структурами Западно-Сибирской плиты и Кузнецкой впадины поверхность М образует прогиб — «корень» (рис. 22).

Глубинное строение коры в центральной части Кузнецкой впадины обладает рядом особенностей. Как показали С. В. Крылов, Г. В. Егоров и др., поверхность М здесь сильно приподнята (до 37—38 км); мощность консолидированной толщи коры сокращена до 23—24 км за счет резкого уменьшения мощности базальтового слоя (до 6—7 км). При этом мощность гранитного слоя не испытывает существенных изменений, а мощность осадочной толщи возрастает до 13—14 км (рис. 23). Все это показывает, что развитие впадины сопровождалось поднятием поверхности М, по-видимому, путем преобразования пород базальтового слоя в породы верхней мантии. Для поверхности М здесь типичны несколько пониженные граничные скорости (7,9—8,0 км/сек). Кузнецкая впадина отделена от структур Кузнецкого Алатау и Горной Шории глубинными разломами, фиксируемыми во всей толще коры.

По сравнению с корой каледонид Алтае-Саянской складчатой системы кора герцинид Зайсанской складчатой системы отличается меньшей и, по-видимому, более стабильной мощностью, большей мощностью гранитного слоя (до 25—28 км) и меньшей мощностью базальтового слоя (до 20 и реже до 25 км). Столь же значительные мощности гранитного слоя отмечаются для поздних герцинид Центрального Казахстана и Южного Тянь-Шаня. Причем во всех этих трех регионах мощность гранитного слоя возрастает за счет складчатых толщ герцинского комплекса.

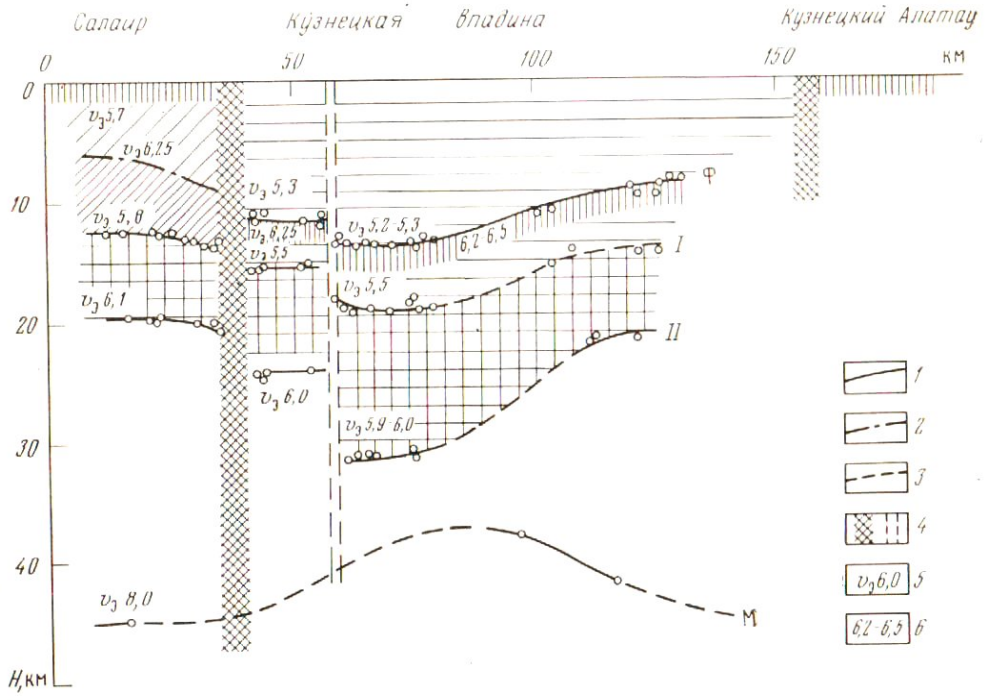


Рис. 23. Сейсмический разрез земной коры через Кузнецкую впадину по С. В. Крылову и др. («Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири», 1970)

1 и *2* — сейсмические границы разного типа; *3* — то же, предполагаемые; *4* — разломы; *5* — эффективные скорости, км/сек; *6* — граничные скорости, км/сек; Ф — поверхность складчатого фундамента; М — поверхность Мохоровичича; *I* и *II* — границы в толще консолидированной коры. Разной штриховкой обозначены слои с различными скоростными параметрами

Верхняя мантия под Зайсанской складчатой системой расслоена до глубин свыше 110 км. Слои в ней обнаруживают крутое падение от Рудно-Алтайской зоны в сторону каледонид Горного Алтая. Это свидетельствует о различиях каледонских и герцинских структур, выражающихся в строении не только коры, но и верхней мантии.

КАЗАХСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Казахская складчатая область представляет собой обширный блок палеозойских и допалеозойских структур, объединенных единством плана строения и геологического развития. По глубинным разломам она граничит на западе и юге с Уральской и Тянь-Шаньской складчатыми системами, а на северо-востоке с Зайсанской складчатой системой. На западных и северных окраинах структуры Казахской складчатой области скрыты под чехлом Туранской и Западно-Сибирской плит.

Для понимания основных черт геологической структуры Казахской складчатой области важны работы А. А. Богданова (1965), В. Ф. Беспалова (1971) и др. Вопросам интерпретации геофизических данных и изучения земной коры посвящены исследования А. Н. Антоненко (1968), Г. Р. Бекжанова, Б. Р. Юма-

нова и др. (1969), П. С. Вейцман, И. П. Косминской и др. (Глубинные сейсмические зондирования земной коры в СССР, 1962), Н. Я. Купина, А. П. Иванова и В. И. Шацилова (1970), Ф. С. Моисеенко и Ю. А. Павлова (1964), А. А. Попова и др. (Геофизические исследования в Казахстане, 1965), И. К. Пушкарева и др. (там же), Б. А. Хрычева, Л. М. Лысякова и др. (1968), книга «Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным» 1969), статьи, вошедшие в сборник «Глубинное сейсмическое зондирование» (1972), и многие другие работы.

Казахская складчатая область включает раннекаледонские, позднекаледонские и герцинские складчатые структуры, на которые наложены впадины послегеосинклинального (орогенного) этапа развития. Древние (докаледонские) структуры, являющиеся основанием палеозойских складчатых сооружений, обнажены в ядрах Кокчетавского, Улутауского, Джунгарского, Заилийского и других глубоко эродированных антиклиниориев каледонского и герцинского возраста. В их строении участвуют толщи нижнепротерозойских (возможно, частью архейских) кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов, местами с линзами и блоками эклогитов. Их видимая мощность значительно более 4 км. К комплексу структур основания относятся также сложно смятые толщи в разной степени метаморфизованных основных эффузивов, кремнистых, карбонатных и флишевого типа отложений нижнего и среднего рифея. Они залегают несогласно на нижнем протерозое и имеют мощность 8—10 км. Среднерифейские складчатые структуры простираются, согласно с каледонской складчатой структурой. Каледониды широкой полосой протягиваются от Северного Тянь-Шаня через район Улутау в Северный Казахстан, образуя дугу, обращенную выпуклой стороной на северо-запад. Во внутренней Джунгаро-Балхашской части этой дуги распространены герциниды.

Каледониды образованы отложениями, охватывающими возрастной интервал от верхнего рифея до ордовика, а в Северном Тянь-Шане — до силура включительно. По особенностям состава формаций каледониды подразделяются на внешнюю миогеосинклинальную и внутреннюю эвгеосинклинальную зоны. Первая сложена толщами метаморфизованных сланцев, песчаников и частью кислых эффузивов суммарной мощностью 6—8 км, тогда как во второй зоне развиты мощные (свыше 10 км) терригенные, карбонатные и эффузивные толщи. Каледониды образуют обособленные Улутау-Каратаускую, Бетпакдала-Заилийскую, Чингиз-Тарбагатайскую, Ерментаускую и Кокчетавскую складчатые системы.

Каледониды Казахской складчатой области со всех сторон ограничены герцинскими складчатыми сооружениями, что позволило А. А. Богданову и многим другим исследователям выделять их в качестве срединного массива. Его северная часть, характеризующаяся значительными выступами докаледонского основания и крупными массивами гранитоидов, известна под названием Кокчетавской глыбы.

Герциниды отличаются от каледонид широким развитием средне- и верхнепалеозойских отложений, которые местами отделены поверхностью структурного несогласия от нижнепалеозойских и верхнерифейских толщ.

Комплекс герцинид Казахской складчатой области выделяют в Джунгаро-Балхашскую складчатую систему. Мощности толщ, слагающих герцинские складчатые сооружения, изменчивы и часто очень велики. Так, мощность только одной вулканогенной порфировой формации визейско-верхнекаменноугольного возраста в Токрауском синклинории достигает 10 км, а силурийских отложений в Джунгарском антиклинории превышает 6 км.

Между каледонидами и герцинидами в Центральном Казахстане пролегает девонский вулканогенный пояс, сложенный эффузивными и осадочно-эффузивными толщами мощностью свыше 3—4 км. Их фундаментом служат раздробленные каледонские структуры. В южных районах (Кетменский хребет и другие) формирование пояса продолжалось не только в девоне, но и в карбоне и, возможно, также в перми. На западе вулканогенный пояс намюрского возраста (Валериановская зона) отделяет каледониды Казахской складчатой

области от герцинид Уральской складчатой системы. На юге к каледонидам примыкает Кураминский вулканогенный пояс, формирование которого протекало от намюра и до нижнего триаса включительно. Возможно, в особый вулканогенный пояс следует выделять верхнепалеозойские, в разной мере нарушенные, эффузивные и эффузивно-осадочные толщи Токраусского синклинория и других районов Джунгаро-Балхашской складчатой системы, наложенные на складчатые геосинклинальные комплексы герцинид.

Интрузивная деятельность на протяжении палеозоя проявлялась неоднократно. Особенно широко развиты интрузии каледонских и более молодых гранитоидов, частью комагматичных с девонскими и каменноугольными эффузивными сериями.

Обращают на себя внимание ареалы распространения герцинских гранитоидов, которые далеко выходят за пределы развития герцинид и вулканических поясов, во многом охватывая эвгеосинклинальную зону каледонид. Здесь герцинские интрузии наложены на каледонские и занимают по отношению к ним секущее положение.

Крупные каледонские и герцинские соскладчатые интрузии гранитоидов тяготеют к ядрам антиклинорных структур. По возрасту они относятся главным образом к концу раннего палеозоя и позднему палеозою. По гравиметрическим данным вертикальные мощности гранитоидных интрузий оцениваются от 5—7 до 12—14 км; а на глубинах около 12—14 км для сложных и крупных гранитных батолитов отмечается нивелировка плотностных свойств в латеральном направлении. Это, возможно, вызвано слиянием отдельных массивов в один слой, либо же связано с ультраметаморфической перекристаллизацией на этой глубине как магматических, так и осадочных и эффузивных пород.

Проявления в региональном плане корреляционной связи плотности, магнитной восприимчивости и напряженности аномалий магнитного поля гранитоидных интрузий с мощностью базальтового слоя свидетельствуют об активной роли последнего в их формировании. При этом, возможно, некоторую роль также играла и верхняя мантия. Так, решение обратной задачи гравиразведки, по данным В. А. Цареградского, показало вероятное понижение плотности (до 0,05 г/см^3) в двадцатикилометровом слое ниже поверхности М под ареалами крупных гранитоидных интрузий. Гравиметрические расчеты также показали, что общий объем массивов палеозойских гранитоидов для Казахской складчатой области может быть оценен примерно в $1000 \cdot 10^3$ км^3. При этом около $^2/_3$ приходится на гранитоидные массивы герцинского возраста и только около $^1/_3$ на массивы гранитоидов каледонского возраста. Такое распределение гранитоидных интрузий определяет снижение уровня интенсивности аномалий силы тяжести от периферических районов Казахской складчатой области к внутренним ее районам, где распространены гerциниды.

Интрузии базитов и гипербазитов в Центральном Казахстане не отличаются крупными размерами и группируются в цепочки длиной 200—300 км. Их общая площадь не превышает 2—3 тыс. км^2, что во много раз меньше, чем в пределах Уральской складчатой системы. Они в основном имеют каледонский возраст и тяготеют к глубинным разломам. С мезозоем и кайнозоем связаны незначительные проявления магматической деятельности, представленные локально проявленными излияниями оливиновых базальтов.

Для казахстанских каледонид типичны крупные наложенные впадины, заполненные мощными (до 6—8 км) преимущественно красноцветными молассами девонского, каменноугольного, пермского и частью более молодого возраста. К числу таких впадин относятся Тенизская, Джезказганская, Чу-Сарысуйская наложенные (орогенные) впадины и, вероятно, Карагандинская впадина, имеющая несколько иной тип. На герцинидах в орогенный этап в мезозое и преимущественно в кайнозое формировались Балхашская, Алакульская, Илийская, Алма-Атинская и некоторые другие наложенные впадины.

Для Казахской складчатой области, как и для многих других сложных складчатых сооружений, характерны крупные разломы. Из них Центрально-

Тургайский, Таласо-Ферганский и Центрально-Тянь-Шаньский (линия Николаева) отграничивают эту область от структур Урала и Тянь-Шаня. По Калба-Чингизскому разлому она соприкасается с Зайсанской складчатой системой. Крупные разломы являются также границами многих антиклинорных и синклинорных структур и, как отмечалось, контролируют положение вулканических поясов и цепочек базитовых и гипербазитовых интрузий. Кроме того имеются данные о связи разломной тектоники с размещением послескладчатых и, возможно, других интрузий гранитоидов.

Анализ региональных геофизических данных свидетельствует о необходимости разделения крупных дизъюнктивных тектонических нарушений Казахской складчатой области на разломы, рассекающие всю кору и нарушающие поверхность М с образованием ступени и без нее, и разломы, проявленные либо только в нижней, либо только в верхней частях коры. При этом среди последних имеются малоамплитудные разломы, контролирующие положение кислых интрузий, а среди первых — разломы, определяющие положение интрузий базитов и гипербазитов.

Важно отметить, что величина амплитуды смещения по разломам (особенно по глубинным границам раздела) отнюдь не всегда характеризует его геологическое значение. В частности, Главный Каратауский разлом как в аномалиях потенциальных полей, так и по данным глубинных сейсмических исследований выражен не всегда отчетливо и не всегда резко. На северо-западе этот разлом прослеживается через всю толщу коры; при этом он несомненно проникает и в верхнюю мантию. На юго-востоке, в районе Малого Каратау и выполненного юрскими отложениями грабена в Большом Каратау он фиксируется только в верхней части коры.

Менее значительный Жалаир-Найманский разлом, ограничивающий с юго-запада Чу-Илийский антиклинорий, в отличие от Главного Каратауского разлома, выражен четким уступом в рельефе поверхности М с амплитудой до 5 км. По сейсмическим данным он хорошо прослеживается во всей толще коры. С ним связаны интрузии базитов и гипербазитов, хотя на глубине каких-либо изменений в мощности и скоростных характеристиках базальтового слоя не отмечается.

Многообразие тектонических комплексов и различие в составе пород отражено в аномалиях потенциальных геофизических полей.

Обширные площади Казахской складчатой области имеют близкие к нормальным значения аномалий магнитного поля, на фоне которых выделяются как положительные, так и отрицательные мозаичные и частью полосовые аномалии, обычно невысокой интенсивности. На уровне региональной составляющей (пересчет в верхнее полупространство на 30 км), согласно Р. А. Эйдлину, поле магнитных аномалий спокойное, пониженное, с дугообразно изогнутым максимумом, отражающим положение вулканогенного пояса.

Простирания удлиненных магнитных аномалий в значительной мере подчинены складчатой структуре консолидированного основания и отражают степень намагниченности магматических и некоторых метаморфических пород (железистых кварцитов, амфиболитов, эффузивов, испытавших зеленокаменные изменения, и др.). Высоко интенсивными положительными магнитными аномалиями характеризуются интрузии в разной степени серпентинизированных ультраосновных пород. Менее интенсивные положительные аномалии типичны для гранитоидов повышенной основности. Знакопеременные мозаичные поля магнитных аномалий свойственны выходам палеозойских эффузивов. Рядом исследователей подчеркивается относительно большая намагниченность пород кровли скрытых на глубине интрузий гранитоидов.

Крупные положительные магнитные аномалии характерны для южной части Чу-Сарысуйской, Джезказганской и отчасти Тенизской впадин, а также для Карагандинской впадины. Расчеты показывают, что основная часть фиксируемых магнитных аномалий связана с верхней частью земной коры мощностью не более 8—12 км (Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным, 1969).

Поля аномалий силы тяжести по-разному характеризуют крупные элементы геологической структуры и главные разломы Казахской складчатой области. На юге глубокой депрессией в значениях этих аномалий выделяется блок каледонских структур Северного Тянь-Шаня, испытавших интенсивную неотектоническую активизацию. Здесь мощность коры наибольшая. Также пониженными значениями аномалий силы тяжести отличаются и другие структуры с большими мощностями коры (50 км и более). Из них Токрауский синклинорий вместе с сопряженными структурами И. П. Беневоленский выделяет под названием Центрально-Казахстанского гравитационного минимума, подчеркивая этим его обособленное структурное положение на фоне обрамляющих структур с повышенными значениями аномалий силы тяжести.

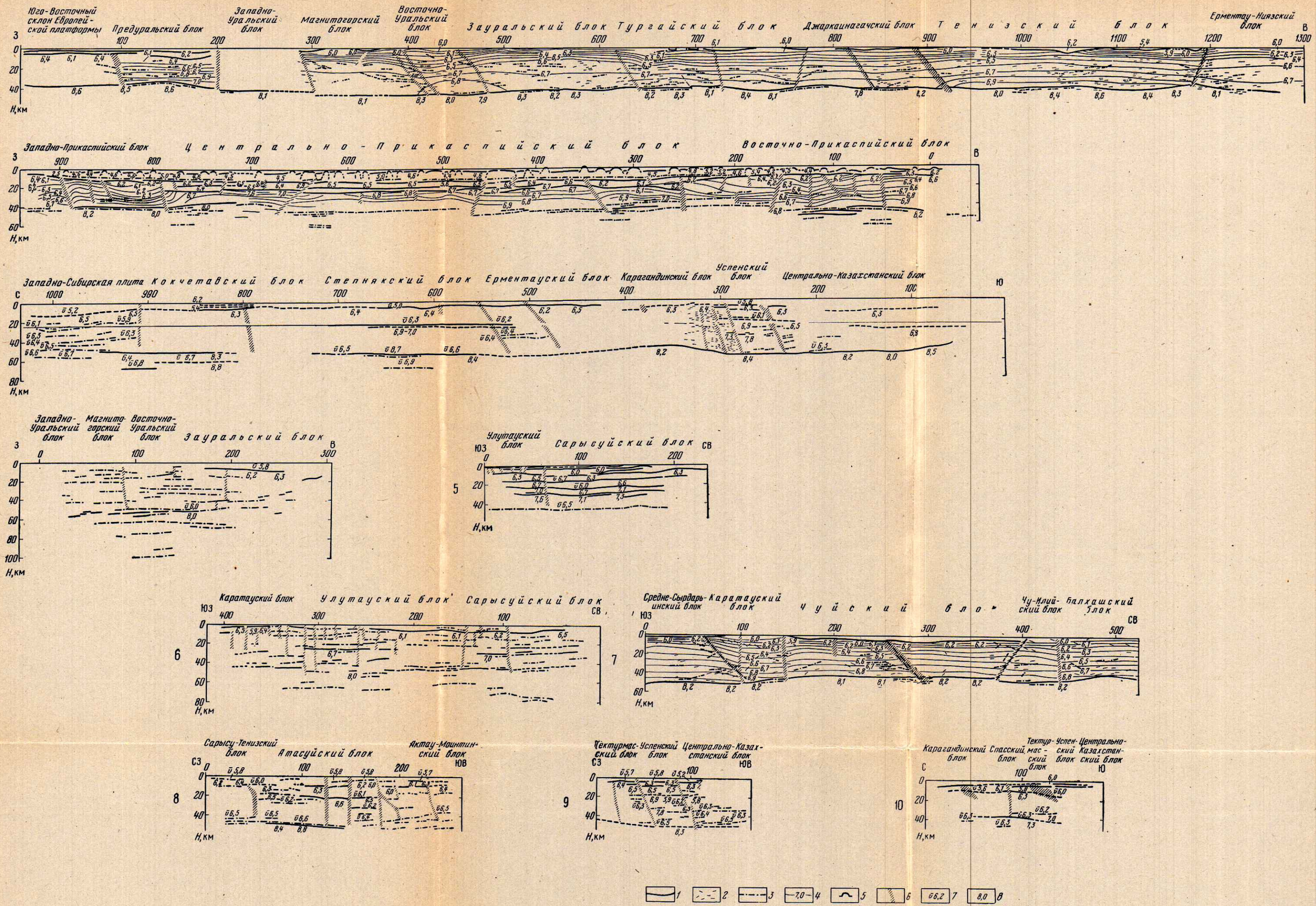
Относительно повышенные значения аномалий силы тяжести типичны для Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы, структур Южного Прибалхашья, Карагандинской, Тенизской и Джезказганской впадин, а также некоторых других структур, где мощности коры изменяются от 40 до 45 км. При тех же мощностях коры Улутауский антиклинорий и другие структуры характеризуются значительным понижением аномалий силы тяжести. Эти и другие данные свидетельствуют, что поле аномалий силы тяжести в пределах Казахской складчатой области не может быть объяснено только глубинами до поверхностей М и базальтового слоя и должно быть связано с латеральными плотностными неоднородностями как в верхней мантии, так и в земной коре. О возможном существовании плотностных неоднородностей в верхней мантии косвенно свидетельствуют граничные скорости вдоль поверхности М, которые изменяются от 8,3 до 8,87 км/сек, что может указывать на изменение плотностей в верхней части верхней мантии в пределах 3,2—3,3 г/см^3.

Материалы глубинного сейсмического зондирования свидетельствуют о неоднородной глубинной структуре коры и сложном рельефе поверхности М, формы рельефа которой неоднозначно сочетаются с приповерхностными геологическими структурами. Как отмечалось, Казахская складчатая область имеет разломные ограничения. Сейсмические исследования показывают, что фиксируемые по геологическим данным краевые разломы почти везде рассекают всю толщу коры. Наиболее четко проявлена северо-восточная граница рассматриваемой области, которая при всем своем большом протяжении (свыше 1500 км) почти прямолинейна и проходит вдоль зоны значительного перепада глубин по поверхности М, фиксирующей положение Калба-Чингизского глубинного разлома. При этом бо́льшие глубины до нее характерны для казахских каледонид, а меньшие — для зайсанских герцинид.

На западе в районе Тургайского прогиба краевой Центрально-Тургайский разлом, который контролирует положение Валериановского вулканогенного пояса, по сейсмическим данным, прослежен во всей толще коры, причем под вулканогенным поясом отмечается поднятие поверхности М (Хрычев и др., 1968). Однако юго-западные и южные разломные ограничения Казахской складчатой области в толще коры по сейсмическим данным уверенно не фиксируются. Так, например, Главный Каратауский разлом и его продолжение Центрально-Тянь-Шаньский разлом при сейсмических исследованиях были подтверждены только в верхней части коры.

Разные блоки каледонских структур в рельефе поверхности М, а равно и в строении коры выражены неодинаково (рис. 24). Наибольшими мощностями обладает кора в Кокчетавской глыбе и в Ерментауской складчатой системе (50—53 км), а также в структурах Северного Тянь-Шаня (до 52—64 км).

Особенностью коры Кокчетавской глыбы является слабая расслоенность (Антоненко, 1969). Поэтому разделение ее на гранитный и базальтовый слои проводится предположительно. Судя по косвенным признакам, мощность базальтового слоя здесь может быть оценена в 30—35 км, а мощность гранитного слоя в 16—19 км. Для поверхности М отмечается слабая корреляция группы продольных волн. Поэтому граничные скорости вдоль нее в ряде центральных участков Кокчетавской глыбы не были установлены. На ее окраинах они достигают 8,3—8,7 км/сек.



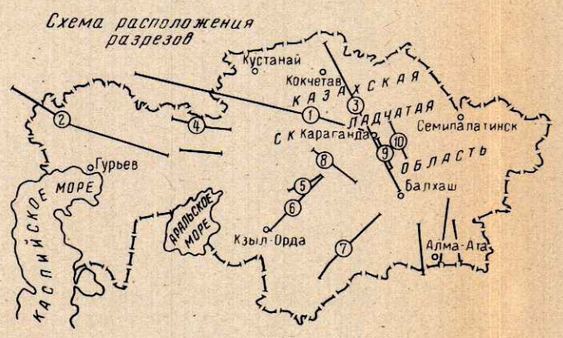


Рис. 24. Сейсмические разрезы земной коры Казахской складчатой области и сопредельных структур. Разрезы составлены А. Н. Антоненко по данным 3—6 и 8—10 Д. Н. Казанли, А. Н. Антоненко, В. В. Аргентова, М. А. Абдулхалаковой, Г. К. Дубровина, О. Б. Оспанова и А. А. Попова; 1,2,7,11 и 12 — И. С. Вакулина , В. П. Комарова, С. В. Липской, И. К. Пушкарева, В. И. Толманова, И. С. Федоровой, Б. А. Хрычева, В. А. Циммера и В. И. Шацилова.

1 — преломляющие границы; *2* — отражающие площадки; *3* — отражающие границы; *4* — линии равных скоростей; *5* — соляные купола; *6* — разломы; *7* — средняя скорость, км/сек; *8* — граничная скорость, км/сек

Заказ 621

В Ерментауской складчатой системе верхняя часть консолидированной коры также не обнаруживает сейсмической расслоенности. Однако на глубинах 32 и 35 км наблюдаются четкие отражающие площадки.

Изученные с помощью ГСЗ каледониды Казахской складчатой области относятся к числу «бескорневых» структур, и только Чу-Илийский антиклинорий, расположенный в эвгеосинклинальной зоне, характеризуется появлением небольших «корней». Под ним поверхность М расположена на глубине до 45 км, а под соседними структурами она находится на глубинах около 40 км. Для этого антиклинория мощность гранитного слоя несколько больше, чем базальтового.

Кора Улутауского антиклинория и сопредельных районов Джезказганской и Тенизской впадин, по А. А. Попову и др., отличается от коры Кокчетавской глыбы четкой расслоенностью. Возникновение расслоенности, видимо, связано с существованием в коре крупных структурных несогласий, отчетливо фиксируемых по геологическим данным. К их числу относится раздел между чехлом орогенных формаций и каледонскими и рифейскими структурами, а также между последними и нижнепротерозойскими гнейсовыми комплексами. Первый раздел ($v_г$ 6,3—6,5 км/сек) фиксируется в приповерхностной зоне на глубинах 0—8 км, а второй ($v_г$ 6,5—6,7 км/сек) — на глубинах около 20 км. При такой интерпретации получается удовлетворительное сопоставление разрезов коры Кокчетавской глыбы и этого блока структур. Граничные скорости вдоль поверхности М значительны (8,4—8,5 км/сек).

Для Джезказганской впадины характерна сокращенная мощность консолидированной коры (30 км и менее), тогда как для Тенизской она такая же, как и для Кокчетавской глыбы, т. е. около 50 км. Однако мощность консолидированной коры здесь меньше, поскольку верхняя часть ее разреза (до 8 км) сложена неметаморфизованными осадочными толщами. Еще более сокращена мощность консолидированной коры под Карагандинской впадиной, где она, по-видимому, не превышает 30 км. Таким образом, для многих наложенных впадин Казахской складчатой области характерно сокращение мощности консолидированной коры, что свойственно Западно-Сибирской плите и не типично для структур Туранской плиты. В этом отношении Казахская складчатая область занимает промежуточное положение между указанными плитами.

К югу от Джезказганской впадины разрез коры каледонид претерпевает существенные изменения. По данным Н. А. Хрычева и др., здесь значительно сокращается ее мощность, которая вдоль профиля Арысь—Балхаш не превышает 35—38 км. Обращает на себя внимание отсутствие «корней», под хребтами Большой и Малый Каратау и то, что Главный Каратауский разлом в глубинных структурах коры при сейсмических исследованиях почти не фиксируется, хотя в общем его положение четко отображается изгибом поверхности М и погружением ее в сторону Сырдарьинской впадины. Мощность базальтового слоя изменяется от 16—18 до 25—26 км. При этом наименьшие мощности соответствуют наиболее прогнутой части Чу-Сарысуйской впадины, где мощность коры минимальна и мощность консолидированной толщи также оказывается наименьшей (25—26 км).

Отражающие площадки располагаются здесь не параллельно поверхности М, а под углами к ней. Под поверхностью М также наблюдаются частые отражающие площадки. Все это свидетельствует об относительно молодых поднятиях поверхности М, по времени, возможно, отвечающих эпохе наибольших погружений Чу-Сарысуйской впадины. Поверхность базальтового слоя ($v_г$ 6,7—7,0 км/сек) неровная и располагается на глубинах 10—20 км. Мощность гранитного слоя изменяется от 6—8 до 20 км. Малая мощность гранитного слоя подтверждает предположение Н. Я. Кунина и других о существовании на небольших глубинах под Чу-Сарысуйской впадиной блока древних метаморфических пород.

Данные о строении коры под структурами Северного Тянь-Шаня немногочисленны. Они показывают, что поверхность М под Заилийским Алатау находится на глубинах около 50 км. При этом мощности базальтового ($v_п$ 6,7—

7,0 км/сек) и гранитного ($v_п$ 6,0—6,8 км/сек) слоев соответственно равны 20 и 30 км. От структур Южного Прибалхашья структуры Северного Тянь-Шаня отделены зоной крупного глубинного разлома, нашедшего отражение в рельефе поверхности М в виде системы ступеней.

Сейсмическими методами герциниды Казахской складчатой области изучались А. А. Поповым и др. в пределах Токрауского синклинория и находящихся к северу от него структур. Все они располагаются в пределах обширной депрессии в рельефе поверхности М, где глубины до нее достигают 52—54 км. Кора здесь расслоена. При этом в Токрауском синклинории выделяется верхний сейсмический слой мощностью 7—9 км, по-видимому, целиком образованный позднепалеозойскими эффузивными толщами. Мощность их, как отмечалось, по геологическим данным оценивается также примерно в 10 км. Основанием этого слоя служит слой с $v_г$ 6,3 км/сек, мощностью до 20 км, который, вероятно, сложен геосинклинальными палеозойскими и рифейскими толщами. Поверхность базальтового слоя ($v_г$ 6,8—6,9 км/сек) расположена на глубинах 20—28 км. Мощность базальтового слоя 18—26 км. Вопрос о том, сложен ли базальтовый слой Токрауского синклинория толщами глубокометаморфизованного докембрия, аналогичными нижнему протерозою Кокчетавской глыбы, или другими породами, пока остается открытым. Вдоль поверхности М граничные скорости изменчивы (8,2—8,4 км/сек).

Жаман-Сарысуйский и Тектурмасский антиклинории, а также Успенский синклинорий располагаются на основании, раздробленном глубинными разломами, падающими в южном направлении. Здесь кора характеризуется сокращенной мощностью гранитного слоя, сильно увеличенной мощностью базальтового слоя (до 40 км) и появлением в его нижней части отражающих границ с высокими граничными скоростями. С учетом изложенных данных о строении коры Токрауского синклинория можно полагать, что основными причинами возникновения Центрально-Казахстанского гравитационного минимума являются значительная мощность коры, большая часть которой представлена гранитным слоем, сложенным в основном породами эффузивно-осадочной серии карбона и позднепалеозойскими гранитоидами.

Сейсмические данные о строении коры Джунгарского антиклинория пока отсутствуют. Лишь для западной окраины этого антиклинория в районе Талды-Кургана установлены глубины до поверхности М около 50 км. С учетом особенностей поля аномалий силы тяжести предполагается, что поверхность М в его осевой части может находиться на глубинах свыше 55 км.

Строение коры в пределах вулканогенных поясов более детально изучено для района Конского синклинория к югу от оз. Тениз А. А. Поповым и др. Здесь, как и в Токрауском синклинории, вертикальная мощность эффузивно-осадочных серий местами превышает 10 км. Однако в отличие от Токрауского синклинория поверхность М здесь не прогнута, а наоборот, приподнята. В этом отношении центрально-казахстанские вулканогенные пояса аналогичны дальневосточным вулканогенным поясам. Подобно последним, мощность базальтового слоя в них увеличена. Вертикальная мощность складчатого геосинклинального комплекса каледонид под вулканогенными поясами оценивается в 10—15 км. Их основанием, по-видимому, являются толщи фундамента ранних рифеид, ограниченные поверхностью с граничной скоростью 6,5—6,7 км/сек.

К коре Конкского синклинория близка по особенностям строения кора Южного Прибалхашья. Здесь также увеличена мощность базальтового слоя и частично сокращена мощность гранитного слоя, верхняя часть которого образована толщей эффузивных и эффузивно-осадочных пород палеозойского возраста.

Для коры Казахской складчатой области нередко принимается четырехслойная модель, включающая седиментный (осадочный), гранитный и гранитно-вулканогенно-осадочный (диоритовый) и базальтовый слои.

Гранитный и диоритовый слои в пределах каледонид образованы нижнепалеозойскими и докембрийскими толщами, тогда как в области распространения герцинид (например, в Токрауском синклинории) гранитный слой во-

многом представлен эффузивными и эффузивно-осадочными сериями среднего и верхнего палеозоя, прорванными интрузиями гранитоидов. Более древние формации каледонского и докаледонского этажей скорее всего образуют здесь диоритовый слой. Что касается базальтового слоя, то он, по-видимому, сложен древними толщами раннего докембрия, выходы которых установлены в северных цепях Тянь-Шаня, Кокчетавской глыбе, Чу-Илийском и других антиклинориях.

Как отмечалось, кора Казахской складчатой области обладает несколько повышенными скоростными параметрами, что, видимо, связано с общей насыщенностью ее магматическими породами. Возможно, высокоскоростные характеристики верхней мантии (8,3—8,5 км/сек) связаны с тем, что вещество верхней мантии под Казахской складчатой областью обеднено базальтовой составляющей, образовавшей мощные эффузивные толщи в палеозойских и рифейских геосинклинальных комплексах. В целом кора Казахской складчатой области является типичным континентальным образованием. По сравнению с корой древних платформ она выделяется резко увеличенным гранитным слоем, возникшим в результате палеозойских геосинклинальных процессов.

ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Тянь-Шань — одно из наиболее крупных горных сооружений Внутренней Азии, которое возникло в неотектонический этап на палеозойском складчатом основании и развивалось в процессе сводово-глыбовых движений. В строении его консолидированного основания выделяются позднекаледонские структуры Северного Тянь-Шаня, принадлежащие к Казахской складчатой области, и герцинские структуры Срединного и Южного Тянь-Шаня, образующие рассматриваемую складчатую систему.

Обобщение данных о строении Тянь-Шаньской складчатой системы представлено в недавно изданных томах «Геологии СССР». Вопросам её глубинного изучения геофизическими методами посвящены работы П. С. Вейцман и др. («Глубинное сейсмическое зондирование в СССР, 1962»), И. С. Вольвовского и др. (1966), Г. А. Гамбурцева (1955), Ф. Х. Зунунова и др. (1973), И. П. Косминской, Г. Г. Микоты и О. В. Тулиной (1958), В. Н. Крестникова и И. Л. Нерсесова (1962), Н. Я. Кунина, А. П. Иванова и В. И. Шауиловой (1970), И. М. Мелькановицкого и др. (1967), Б. Б. Таль-Вирского (1971), В. И. Уломова (1966), книга «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана» и многие другие. В Тянь-Шаньской складчатой системе различаются неодинаковые по возрасту линейные складчатые структуры Срединного и Южного Тянь-Шаня и наложенные на них межгорные впадины.

Раннегерцинские структуры Срединного Тянь-Шаня в тектоническом отношении занимают промежуточное положение между каледонскими структурами Северного и позднегерцинскими структурами Южного Тянь-Шаня.

Здесь в сводах антиклинорных структур известны выступы нижнепротерозойского гранито-гнейсового основания. Рифей и венд представлены в разной степени метаморфизованными (часто до фации зеленых сланцев) сланцами, песчаниками и, в меньшей мере, карбонатными породами мощностью до 3—4 км. В восточных районах развиты эффузивные толщи. Нижний палеозой сложен менее измененными обломочными, частью карбонатными и эффузивными породами сравнительно небольшой мощности (около 2 км). Для более высоких стратиграфических подразделений выделяются северная (Каратау-Нарынская) зона, где распространены терригенно-карбонатные толщи девона и нижнего карбона (до 5 км), и южная (Каржантау-Кураминская) зона, характеризующаяся вулканогенно-осадочными толщами силура и девона (до 4 км). Средний и верхний карбон и нижняя пермь в этой зоне также представлены преимущественно эффузивными толщами (до 7 км), а в других районах Срединного Тянь-Шаня — обломочными толщами (2—3 км).

В Южном Тянь-Шане (районы Каратегина, Ягноба, Зеравшана, Сурхантау и др.) на земную поверхность, так же как и в Срединном Тянь-Шане, по

М. М. Кухтикову, выведено донижнепалеозойское кристаллическое основание, вероятно, имеющее нижнепротерозойский или даже более древний возраст.

По А. Е. Довжикову, в Южном Тянь-Шане выделяется западная (Кызылкумо-Алайская) зона распространения терригенных, терригенно-карбонатных и местами эффузивных толщ, охватывающих возрастной интервал от нижнего палеозоя до нижнего карбона. Их суммарная мощность оценивается в 8—10 км. Верхний палеозой развит во впадинах, формировавшихся в орогенный этап развития структур. С ним связано накопление молассового типа отложений и местами мощные лавовые излияния. Последние образуют вулканогенные пояса. К их числу относится Кураминский вулканогенный пояс, начавший формироваться в намюре и завершивший свое развитие в конце перми или даже в нижнем триасе.

К позднему палеозою относится образование Южно-Гиссарского вулканогенного пояса, отделяющего древние структуры фундамента Туранской плиты от структур Тянь-Шаня. Возникновение вулканогенных поясов сопровождалось комагматичными интрузиями гранитоидов и других интрузивных гипабиссальных пород. В восточной (Кокшаало-Ферганской) зоне известен только средне- и верхнепалеозойский разрез терригенных и терригенно-карбонатных отложений, мощность которых превышает 7—8 км. Основанием разреза здесь, вероятно, являются толщи нижнепалеозойских—протерозойских (?) метаморфических пород р. Майлису и хребта Молдотау.

В Тянь-Шаньской складчатой системе имеются доскладчатые габбро-диабазовые интрузии докаменноугольного возраста, ранне- и среднекаменноугольные небольшие по размерам интрузии гипербазитов, располагающиеся вдоль глубинных разломов, а также разной формы и разного размера интрузии среднекаменноугольных и пермских гранитоидов. Расчеты, произведенные И. Г. Фузайловым по магнитным аномалиям, показали, что многие из гранитоидных интрузий Западного Тянь-Шаня имеют лакколитоподобную форму и вертикальную мощность в пределах 6—8 км. В конце перми — начале триаса произошло внедрение щелочных пород. В триасе в Гиссарском хребте возникли трубки взрыва щелочно-базальтоидного состава. Также в триасе и палеогене происходили локальные излияния базальтовых лав.

Для Тянь-Шаня характерны глубинные разломы большой протяженности вытянутые по простиранию структур и являющиеся естественными границами структурно-фациальных зон. Из них самый значительный Центрально-Тянь-Шаньский (Терскей-Каратауский) разлом разделяет структуры Северного (каледонского) и Срединного (герцинского) Тянь-Шаня. Этот разлом известен также под названием «линии Николаева».

Крупное геологическое значение имеют Атбашинский и Южно-Ферганский глубинные разломы, разграничивающие герцинские зоны Срединного и Южного Тянь-Шаня, и Южно-Гиссарский и Вахшский глубинные разломы, отделяющие структуры Южного Тянь-Шаня от структур Предпамирского прогиба и Таджикской депрессии. Важную роль в геологической истории Тянь-Шаня играет отмеченный выше Таласо-Ферганский разлом, сочленяющийся в верховьях Чаткала с Центрально-Тянь-Шаньским разломом. Кроме продольных и диагональных глубинных разломов в Тянь-Шане выделяют также поперечные разломы «антитянь-шаньского» направления. К их числу принадлежит Прикураминский разлом, по которому Ферганская впадина граничит с Туранской плитой.

Формирование большинства глубинных разломов Тянь-Шаня охватывает несколько геологических периодов. Многие из разломов были заложены в начале силура или даже раньше и продолжали развиваться до конца палеозоя. По Таласо-Ферганскому глубинному разлому интенсивные движения происходили не только в палеозое, но и в конце триаса, и в юре. Однако все сколько-нибудь значительные проявления интрузивной деятельности, связанные с глубинными разломами, относятся только к палеозойскому времени.

Глубинные разломы Тянь-Шаня имеют неодинаковое выражение в геофизических полях (Кнауф и др., 1970). Так, Центрально-Тянь-Шаньский разлом

(линия Николаева) в поле аномалий силы тяжести отображается обращенной к югу ступенью, а в поле магнитных аномалий он на значительном протяжении служит разделом между районами распространения различных типов аномалий. Гораздо менее отчетлив Таласо-Ферганский разлом как в поле магнитных, так и в поле гравиметрических аномалий. В обоих полях для него типична слабая градиентная ступень. Имеющиеся данные о распределении аномалий этих геофизических полей не подтверждают предполагавшейся В. С. Буртманом (1964) и ранее В. Н. Огневым, а также другими исследователями сдвиговой природы этого разлома, так как аномалии, не смещаясь, пересекают зону этого разлома. Атбаши-Ипыльчекский, Южной-Ферганский и другие крупные разломы характеризуются гравитационными ступенями, торцовыми и другими видами сочленений аномалий магнитного поля. При этом многие, особенно пологие разрывы, проходящие внутри толщ, однородных по магнитной восприимчивости, в аномальном магнитном поле выражаются слабо или вообще не фиксируются.

Для Южного Тянь-Шаня, по А. Е. Довжикову, характерна неодновременность развития складчатости и ее тесная связь с зональным распределением геосинклинальных прогибов, что свидетельствует об эндогенных причинах ее возникновения.

В Тянь-Шане резко проявились сводовые и блоковые неотектонические поднятия, амплитуда которых в послепалеогеновое время достигала 3—4 км и местами более. Весьма значительными были также неотектонические погружения в межгорных впадинах. В целом размах неотектонических движений превышал 6—8 км, а местами достигал даже 14—16 км.

Явления неотектонической активизации в Тянь-Шане проявились на фоне пенепленизированного рельефа, который возник в послепалеозойское время и продолжал существовать в течение всего мезозоя и первой половины кайнозоя. Эту эпоху развития Тянь-Шаня некоторые исследователи относят к платформенной стадии. Осадконакопление в это время было сосредоточено в Ферганской, Иссыккульской, Нарынской и других впадинах, продолжавших интенсивно прогибаться и в неотектонический этап.

В магнитном поле Тянь-Шань характеризуется невысокими значениями аномалий и также невысокими их градиентами. Типична линейность в простирании магнитных аномалий, соответствующая простираниям основных неотектонических структур. В целом магнитные аномалии имеют нормальные значения в областях развития мощных толщ осадочных пород и отрицательные значения над крупными массивами гранитоидов, невысокие положительные значения и мозаичные поля там, где распространены эффузивы основного и среднего состава.

Поле силы тяжести для Тянь-Шаня отличается глубокой депрессией и прогрессирующим понижением значений аномалий Буге как с запада на восток, так и с севера на юг. Эта депрессия охватывает обширные пространства Центральной Азии.

Северным и западным предгорным районам Тянь-Шаня соответствует полоса больших градиентов аномалий силы тяжести, вдоль которой Тянь-Шань сочленяется с равнинными районами запада Средней Азии и низкогорными районами Центрального Казахстана. Однако такое значительное и быстрое изменение аномалий силы тяжести не находит отражения в столь же резком изменении мощности и состава земной коры, что, по-видимому, связано с явлениями разуплотнения глубоких слоев верхней мантии (Борисов, 1967).

Тепловой поток по единичным определениям в предгорьях Тянь-Шаня (1,1 — 1,2 мкал/сек·см^2), как и в Центральном Казахстане (1,08 — 1,26 мкал/сек·см^2) характеризуется нормальным платформенным значением. Лишь для Иссыккульской впадины (г. Пржевальск), согласно Е. А. Любимовой и Ф. В. Фирсову, он заметно выше (1,8 мкал/сек·см^2). Более детально тепловой поток изучен в Ферганской впадине, где его близкие к нормальным значения (1,15—1,25 мкал/сек·см^2) характерны для ее внутренних районов с отрицательным знаком неотектонических движений. В горах, окаймляющих Ферганскую

впадину, тепловой поток возрастает до 1,53 мкал/сек·см² в Алайском хребте и до 2,58 мкал/сек·см² в хребте Каржантау.

Судя по геофизическим данным, глубины, до которых распространяются структуры геосинклинальных осадочных, осадочно-вулканогенных и метаморфических комплексов, составляют не более 15 км (Кнауф, Лобаченко, Маринченко, 1970). Их основанием является гранитный (гранито-гнейсовый) комплекс, поверхность которого имеет неровные очертания, связанные с ограничениями интрузивных тел, ареалов гранитизации и метаморфизма. Для Южного Тянь-Шаня эта поверхность более спокойна, так как прорывы гранитоидных интрузий в толще слоистых геосинклинальных комплексов единичны. В Срединном Тянь-Шане она волниста, хотя обычно располагается ниже земной поверхности; тогда как в Северном Тянь-Шане гранитный комплекс в значительной мере выведен на земную поверхность.

Мощность метаморфических толщ, лежащих в основании осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, а равно и всего гранитного слоя изменчива. Мощность гранитного слоя варьирует в пределах от 12 до 20—25 км. Предполагается значительное увеличение метаморфического комплекса вдоль северной окраины Южного Тянь-Шаня и сокращение мощности гранитного слоя в его южной части. Общее возрастание мощности коры от 40—45 км на севере и до 60—65 км на юге происходит в основном за счет увеличения мощности базальтового слоя, который здесь достигает 35—40 км. Обращает на себя внимание большая изрезанность рельефа поверхности базальтового слоя и в общем малая расчлененность рельефа поверхности М. Весь Тянь-Шань располагается в пределах единого широкого прогиба в рельефе подошвы коры.

Использование встречных и нагоняющих годографов головных волн от землетрясений и отклонений наблюденных точек от «нормального» годографа первых вступлений от удаленных землетрясений, а также данных изучения обменных волн позволило обрисовать общие черты распределения глубин до поверхности М в Центральном Тянь-Шане (Крестников, Нерсесов, 1962). Анализ полученных материалов показал, что наименьшие глубины до этой поверхности (50 км и менее) соответствуют восточной части Срединного Тянь-Шаня (Нарынский блок). При этом Ферганский хребет, и соответственно, зона Таласо-Ферганского разлома характеризуются глубинами до поверхности М 40—45 км. Глубины до поверхности М, по материалам ГСЗ, возрастают в Южном Тянь-Шане до 55—60 км и в Северном Тянь-Шане до 60—65 км.* Глубинные разломы, разделяющие основные структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня, согласно этим данным, по-видимому, сопровождаются перепадами глубин по поверхности М до 5—10 км. Данные, характеризующие общие черты распределения глубин и соответственно мощностей коры, были подтверждены исследованиями методами ГСЗ и МОВЗ в более западных районах Тянь-Шаня.

Так, при сейсмическом пересечении Южного Тянь-Шаня через Алайский и Заалайский хребты к югу от г. Ош установлено, что поверхность М (v_r 8,1 км/сек) здесь располагается на глубинах до 65 км (рис. 25), при этом мощности гранитного и базальтового слоев, соответственно, оцениваются в 20—25 км и 35—40 км при средней скорости в коре 5,8—6,0 км/сек. На север, в направлении к Ферганской впадине глубины до поверхности М убывают до 45 км (Косминская и др., 1958). Н. К. Булин по данным обменных волн от землетрясений подтвердил, что и в более западных районах Южного Тянь-Шаня (на профиле между Душанбе и Уратюбе) глубины до поверхности М сохраняются большими (свыше 50 км), чем в сопредельных районах Афгано-Таджикской депрессии и структурах Срединного Тянь-Шаня к югу от Ташкента (40—45 км).

---

* Данные об относительно меньших глубинах до поверхности М для Нарынского блока по сравнению с глубинами до этой поверхности под Северным и Южным Тянь-Шанем были недавно подтверждены Н. К. Булиным по результатам работ с помощью метода обменных волн от землетрясений. Следует также отметить, что данные более поздних работ И. Л. Нерсесова и исследования М. В. Кулагиной показывают, что первоначальные оценки глубин до поверхности М в районе Ферганского хребта были занижены примерно на 10 км. По современным данным глубины до поверхности М здесь оцениваются в 50 км или несколько более.—*Н.Б.*

Сейсмологические данные свидетельствуют о тонкой субгоризонтальной расслоенности не только всей толщи коры ($v_{ср}$ 6,3—6,4 км/сек), но и верхней мантии (мощность слоев 5—12 км), а также о наличии крутых разломов, проникающих в верхнюю мантию до глубин более 60—70 км. К их числу относятся Южно-Гиссарский, Южно-Ферганский и некоторые другие разломы, рассекающие структуры Южного Тянь-Шаня, амплитуда смещения поверхности М по которым достигает 5—6 км. Сейсмологические наблюдения по этому пересечению Южного Тянь-Шаня свидетельствуют, что вертикальная мощность Гиссарского батолита, по-видимому, не превосходит 12—15 км, а глубины до кристаллического основания складчатых геосинклинальных комплексов здесь не более 10—12 км. Вероятные мощности гранитного и базальтового слоев могут быть оценены примерно в 20 и 18 км.

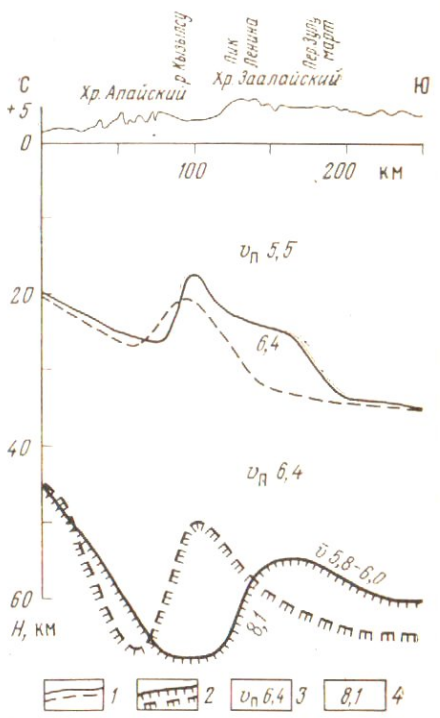


Рис. 25. Разрез земной коры через Южный Тянь-Шань и Памир, по И. П. Косминской и др.

Поверхности: *1* — базальтового слоя и *2* — Мохоровичича (пунктир — второй вариант интерпретации); *3* — пластовая скорость, км/сек; *4* — граничная скорость, км/сек

Погружение структур Южного Тянь-Шаня в северо-западном направлении сопровождается уменьшением глубин до поверхности М до 43—46 км, о чем свидетельствует разрез ГСЗ Фараб—Тамдыбулак. При этом происходит расчленение общей депрессии в рельефе поверхности М на отдельные относительно неглубокие впадины и поднятия. В районе Аральского моря, согласно В. З. Рябому, сохраняется только один прогиб в рельефе поверхности М (до 45км), располагающийся под структурами Султануиздага. В стороны от него поверхность М находится на глубинах 38—40 км. Интересно отметить, что система глубинных разломов, контролирующих положение Бухаро-Хивинской ступени, как и многие другие глубинные разломы Тянь-Шаня, не имеет четкого выражения в положении глубинных границ. Это, видимо, связано с внедрениями магматических масс, создавших в толще коры среду относительно однородную в сейсмическом отношении.

Поверхность базальтового слоя в районах западного погружения Южного Тянь-Шаня располагается на глубинах 18—25 км и характеризуется высокими значениями граничных скоростей (6,8—7,1 км/сек). Базальтовый слой расслоен, как и верхняя мантия, до глубин 85—90 км.

Обращает на себя внимание граница в верхней мантии ($v_г$ 8,5 км/сек), находящаяся примерно на тех же глубинах, что и поверхность М в более восточных районах Южного Тянь-Шаня. Не исключено, что она соответствует одному из ранних положений поверхности М в этом районе.

Вертикальная мощность рифейско-вендского и палеозойского складчатых геосинклинальных комплексов, по данным ГСЗ, здесь не более 6—8 км. Под ними предполагается древнее (нижнепротерозойское) кристаллическое основание.

Приведенные материалы позволяют предполагать, что верхняя часть гранитного слоя Южного Тянь-Шаня (6—12 км) образована палеозойскими и верхнепротерозойскими породами, а нижняя его часть — древними докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами. Для характеристики вещественного состава более глубоких частей разреза определенный интерес представляют

результаты петрографического изучения ксенолитов пород, вынесенных из глубинных недр коры и найденных в трубках взрыва, прорывающих Южно-Гиссарский гранитный батолит. В бассейне р. Кафирниган, по данным Р. Б. Баратова и др., встречено более 30 отдельных трубок взрыва и даек, сложенных породами анальцим-базальтового, мончикит-лимбургитового и пикритового состава. Время возникновения этих пород датируется первой половиной триаса или юрой.

Из ксенолитов, встреченных в этих трубках взрыва, к гранитному слою, вероятно, относятся биотит-гранатовые, гранатовые, силлиманитовые, корундовые, гиперстеновые и некоторые другие разности гнейсов, тогда как базальтовому слою, возможно, соответствуют гранатовые и другие разности основных, частью сильно эклогитизированных гранулитов (гранаты относятся к пиропальмандиновому ряду). Гранулиты, как правило, обладают высокой плотностью (2,77 г/см^3 и более).

Материалы о строении коры Срединного Тянь-Шаня немногочисленны. Кроме отмеченных данных глубинных сейсмических исследований для восточных районов имеются определения, полученные В. И. Уломовым при изучении поверхностных волн. Наибольшие глубины до поверхности М были зарегистрированы в Чаткальском хребте (50—60 км), тогда, как в районах западнее оз. Сонкёль (хр. Молдотау и др.) глубины до поверхности М значительно меньше (40—50 км). Соответственно глубины до базальтового слоя оцениваются в 20—30 и 10—15 км. Таким образом, строение коры здесь, примерно, такое же, как и в Южном Тянь-Шане.

Более детальные данные имеются для Кураминского хребта и Приташкентского района. Как показали В. А. Пак и др. по результатам изучения обменных волн, поверхность М выровнена. Под Кураминским хребтом она не образует «корней» и расположена в этой части Срединного Тянь-Шаня на глубине 42—43 км.

По сравнению с Южным Тянь-Шанем, мощность базальтового слоя в Срединном Тянь-Шане сокращена более чем в два раза и не превышает 15—17 км. При этом поверхность базальтового слоя располагается субгоризонтально на глубинах около 30 км. По О. М. Борисову и др., фундамент складчатых геосинклинальных комплексов (Глубинное строение земной коры территории Узбекистана, 1971), образованный архейско-нижнепротерозойскими кристаллическими толщами, поднимается под Кураминским хребтом до отметок минус 11—13 км, образуя отчетливый антиклинальный перегиб, и погружается в сторону Приташкентского района. Этому перегибу соответствует аномальная зона потери корреляции в верхней мантии. Данные этих сейсмологических исследований также показывают, что вертикальная мощность верхнепалеозойского эффузивного комплекса в Кураминском хребте, по-видимому, не превосходит 6—7 км и что их основанием является толща более древних (вероятно, нижне- и среднепалеозойских) пород.

Сейсмологические исследования Е. М. Бутовской показали, что вся толща коры в этом и соседних районах Ферганы характеризуется сложной скоростной характеристикой. Во всей толще коры чередуются линзовидные слои относительно пониженных и повышенных скоростей, свидетельствующие о значительных как вертикальных, так и латеральных неоднородностях не только в гранитном, но и в базальтовом слое.

В Тянь-Шане известно свыше 30 межгорных впадин, выполненных молодыми осадочными толщами. Они занимают не менее 10—15% общей площади этого горного сооружения и расположены на высотах от 200—300 до 3100 м. Большинство впадин вытянуто по простиранию палеозойских складчатых структур. Среди них выделяются обычно более крупные впадины, заложенные в мезозое, в доорогенный этап развития Тянь-Шаня и продолжающие формироваться в течение всего кайнозоя. К таким впадинам относятся Ферганская, Нарынская, Иссыккульская и др.

Более значительная группа мелких впадин (Сонкульская, Чатыркульская, Сарыджасская и др.) возникли и развивались в неотектонический этап в про-

цессе образования гор. Для них характерна сравнительно небольшая мощность кайнозойских осадочных толщ (обычно не более 1—2 км). Эта группа впадин не находит отражения ни в особенностях глубинного строения коры, ни в распределении региональных аномалий поля силы тяжести и магнитного поля. Лишь некоторые из разломов, ограничивающих борта неотектонических впадин, судя по сейсмическим данным, рассекают кору на большую глубину и иногда достигают поверхности М (например, разломы, ограничивающие узкие впадины в Туркестанском и Заравшанском хребтах).

Существенно иными представляются крупные, длительно развивавшиеся впадины. Так, для Ферганской впадины установлена огромная мощность осадочного чехла, которая в ее внутренних районах достигает 8—12 км. Из этой мощности до 6—7 км приходится на толщи слабо уплотненных неогеновых и четвертичных отложений, что свидетельствует о весьма интенсивных неотектонических погружениях впадины, которые по своим масштабам значительно превосходили погружения предшествующего этапа. Эти молодые прогибания отразились на общем синклинальном изгибе всех поверхностей раздела в коре, включая и поверхность М. Последняя в осевой части Ферганской впадины находится на глубине 50—52 км и поднимается на юг до 43 км и на север до 49 км.

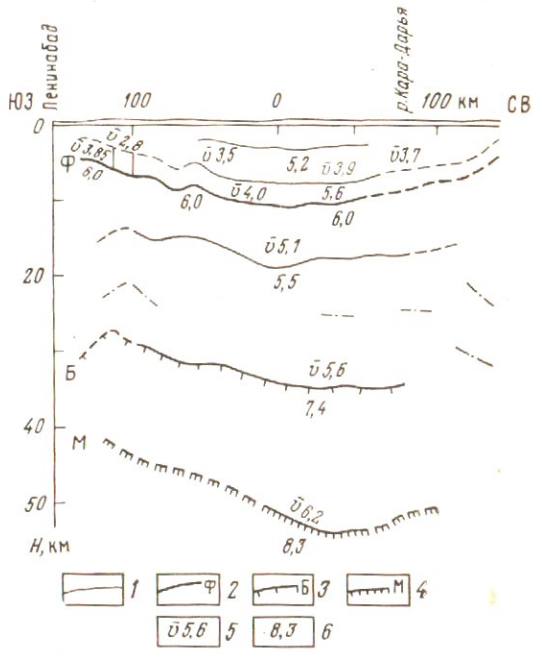


Рис. 26. Разрез земной коры через Ферганскую впадину, по И. С. Вольвовскому и др.

Поверхности: *1* — раздела в земной коре, *2* — фундамента, *3* — базальтового слоя, *4* — Мохоровичича; *5* — средняя скорость, км/сек; *6* — граничная скорость, км/сек

Раздел, принимаемый за поверхность базальтового слоя ($v_г$ 7,4 км/сек), в центральной части Ферганской впадины находится на глубинах 32—33 км, а фундамент палеозойских складчатых комплексов ($v_г$ 6,6 км/сек) расположен на глубине 10—12 км. К краям Ферганской впадины обе эти поверхности поднимаются на 5—7 км (рис. 26). При этом мощность консолидированной коры остается более или менее постоянной (40—43 км), т. е. такой же как, например, в Приташкентском районе.

Таким образом, для Ферганской впадины отмечается изгиб всей толщи коры, несомненно связанный с неотектоническими движениями. Этот изгиб, по-видимому, не выразился в сколько-нибудь заметной перестройке внутренней структуры коры. Последняя характеризуется значительными латеральными и вертикальными неоднородностями. Южная и северная граница Ферганской впадины характеризуется килеобразными поднятиями поверхности М, которые соответствуют Северо- и Южно-Ферганскому разломам. Им отвечают зоны градиентных ступеней в поле аномалий силы тяжести.

По отношению к сопредельным структурам горного Тянь-Шаня аномальное поле силы тяжести Ферганской впадины заметно понижено. Наблюдаемый здесь гравитационный минимум много больше, чем например, под Предкопетдагским краевым прогибом, обладающим сходным разрезом коры. Эта особенность, как полагает А. А. Борисов (1967), должна быть связана с разуплотнением вещества верхней мантии, что выделяет Ферганскую впадину в особый тип, так как для многих других впадин по гравиметрическим данным предполагается уплотнение вещества верхней мантии.

Существенно иным, по сейсмологическим данным, представляется строение коры Нарынской впадины, где поверхность М располагается на отметках около 40 км (Уломов, 1966). Однако учитывая много меньшую мощность осадочного чехла в Нарынской впадине (до 3 км), различия в распределении мощностей консолидированной коры между нею и Ферганской впадиной не столь велики.

Что касается Иссыккульской впадины, то данные ГСЗ характеризуют лишь ее северную окраину. Здесь глубины до поверхности М достигают 50 км. С учетом суммарной мощности водной и мезозойско-кайнозойской осадочной толщи в этой впадине (по Ф. Н. Юдахину 3—8 км) мощность консолидированной коры здесь может достигать 42—47 км. Отличия Иссыккульской впадины от первых двух, выраженные в возрастании мощности коры, видимо, связаны с тем, что она располагается в пределах структур Северного (каледонского) Тянь-Шаня, где средняя мощность коры более значительна, чем в Срединном Тянь-Шане.

Сейсмическая активность на Тянь-Шане тяготеет к зонам неотектонических разломов. Однако объяснить территориальное распределение сейсмичности исключительно сейсмогенностью разломов нельзя («Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года», 1971). Характерна неравномерность распределения сильных землетрясений во времени и пространстве, что свидетельствует о неоднородном распределении напряжений, их неодинаковой разрядке и перераспределении в коре. Глубины очагов землетрясений в Фергане тяготеют к поверхности разделов в коре, т. е. к границам различных по вещественному составу сред, а именно: к основанию толщи мезозойско-кайнозойских отложений или верхней части их фундамента, к зоне контакта гранитного комплекса и складчатой палеозойской геосинклинальной толщи и к зоне контакта гранитного и базальтового слоев.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Уральская складчатая система представляет собой сложное, полициклическое, геосинклинальное складчатое сооружение, обрамляющее с востока Европейскую и Баренцевоморскую платформы. Ее формирование началось в рифее и в основном завершилось в позднем палеозое. В ней выделяются герцинский и более древние структурные этажи. Лучше изученные герцинские структуры обладают четко выраженной зональностью, контролируемой глубинными разломами, вдоль которых вытянуты мощные интрузии базитов и гипербазитов. Характерно выдержанное на протяжении многих сотен километров меридиональное простирание складчатых структур при их относительно небольшой ширине (десятки километров).

Вопросы строения коры, геофизические поля и тектоника Урала представлены в работах: А. А. Абдулина (1972), Е. М. Ананьевой, Б. В. Дорофеева и др. (1968), В. С. Дружинина и др. (1970), И. С. Огарипова (1968), А. С. Перфильева (1968), И. Д. Соболева (1968), Н. И. Халевина (1972), Б. А. Хрычева и др. (1968), в книге «Глубинное строение Урала» (1968) и многих других трудах.

По геофизическим и буровым данным, Уральская складчатая система прослеживается на восток в область Западно-Сибирской низменности не менее, чем на 200—300 км, и на юг в предуральскую часть Туранской низменности, по крайней мере на 400—600 км. Ее ширина, включая Предуральский прогиб и структуры, скрытые под осадочным чехлом Западно-Сибирской низменности, изменяется от 300—350 км на севере и до 500—600 км на юге. Протяженность Уральской складчатой системы свыше 3500 км (включая структуры Новой Земли и Приаралья).

На западе уралид располагается зона предуральских краевых прогибов, заложенных и развивающихся на погруженном склоне Европейской платформы. К ним относятся Коротаихинский, Воркутинский, Юрюзано-Сылвенский и Бельский краевые прогибы, выполненные относительно мало уплотненными терригенными и частью карбонатными толщами среднего и верхнего карбона,

перми и триаса. Максимальная мощность отложений в прогибах изменяется от 2—3 км близ окраин платформы до 7—10 км во внутренних частях прогибов. На севере пермь угленосна, а на юге она во многом образована хемогенными отложениями большой мощности.

Прогибы разделены поперечными поднятиями кристаллического основания (Каратауское и Камское поднятия, поднятие Полюдова Камня, Собское и др.). На Южной и северной окраинах Уральской складчатой системы известны глубокие периклинальные прогибы, развивавшиеся одновременно с краевыми прогибами и также выполненные малоуплотненными терригенными и карбонатными толщами палеозойского и мезозойского возраста.

Восточнее зоны краевых прогибов располагается миогеосинклинальная зона (зона Западного Урала), включающая подзону краевых складок, рассеченных сбросами и нередко пологими надвигами, прерывистую подзону антиклинорных поднятий, подзону синклинорных прогибов и антиклинорную подзону Уралтау. На Северном Урале отдельные антиклинорные поднятия сливаются, образуя единую структуру.

В строении миогеосинклинальной зоны участвуют терригенные и терригенно-карбонатные отложения, охватывающие возрастной интервал от протерозоя до карбона включительно. Их суммарная мощность в синклинориях достигает 7—8 км. В антиклинориях вертикальная мощность палеозойских отложений значительно меньше. Здесь на земной поверхности часто обнажаются допалеозойские толщи.

Восточной границей миогеосинклинальной зоны является западная граница Тагило-Магнитогорского синклинория, совпадающая с Главным Уральским глубинным разломом, за которым расположена значительно более широкая эвгеосинклинальная зона. В пределах эвгеосинклинальной зоны последовательно с запада на восток располагаются Тагило-Магнитогорский синклинорий, Зауральский антиклинорий, Тюменско-Кустанайский синклинорий и Урало-Тобольский антиклинорий. Для этой зоны характерно широкое распространение толщ вулканогенных пород кислого и основного состава, наряду с терригенными и, в меньшей мере, карбонатными отложениями от ордовика и до нижнего карбона включительно. Их суммарная мощность изменяется в широких пределах и, по-видимому, достигает 6—8 км. В ядрах антиклинорных структур широко распространены интрузии гранитоидов (натриевого ряда), а к глубинным разломам тяготеют интрузии базитов и гипербазитов линейного типа.

Доуралиды сложены мощными геосинклинальными толщами (5—8 км и более), относящимися по возрасту к рифею и кембрию, а на Среднем Урале — также к нижнему ордовику. От уралид они отделены резким несогласием, которое на севере и на юге подчеркнуто существенно иным планом расположения геологических структур. Здесь доуралиды выходят за пределы распространения герцинских складчатых сооружений, образуя фундамент Европейской платформы. Так, доуралиды слагают на севере Тиманскую ветвь, для которой типичны северо-западные простирания, а на юге Южно-Эмбенскую ветвь юго-западного простирания. На Северном, Среднем и Южном Урале отмечаются азимутальные несогласия в простираниях уралид и доуралид.

Подобно уралидам, доуралиды характеризуются зональностью. Среди них выделяются внешняя (западная) миогеосинклинальная и внутренняя (восточная) эвгеосинклинальная зона. Толщи, слагающие внешнюю зону доуралид, преимущественно терригенные. В строении внутренней зоны участвуют эффузивно-осадочные толщи. Отличительной особенностью доуралид является региональный метаморфизм преимущественно филлитовой фации. С доуралидами связаны интрузии доордовикских гранитоидов, базитов и гипербазитов.

В районе Тараташского выступа (массива) обнажен фундамент доуралид, сложенный верхнеархейскими гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, мигматитами, гнейсо-гранитами и микроклиновыми гранитами. Гнейсы и кристаллические сланцы отвечают амфиболитовой фации метаморфизма. Распространенный здесь нижний протерозой сложен зелеными сланцами,

железистыми кварцитами и некоторыми другими метаморфическими породами (более 3—4 м), прорванными интрузиями дорифейских калиевых гранитоидов и пироксенитов.

Глубокометаморфизованные толщи раннего докембрия известны и в эвгеосинклинальной зоне Восточного Урала (Салдинский антиклинорий). Дорифейский возраст имеют также толщи гнейсов, гранито-гнейсов и амфиболитов Мугоджар (Урало-Тобольский антиклинорий). Видимая мощность дорифейских толщ на Урале превышает 6—10 км. О. А. Кондиайн и Д. П. Голуб полагают, что выходы дорифейских глубокометаморфизованных пород на Полярном и Южном Урале представляют собой остатки Тобольско-Большеземельского и Чиграйского массивов древней стабилизации, которые ограничивали с севера и юга рифейскую геосинклинальную область доуралид.

Важной особенностью Уральской складчатой системы являются протяженные (сотни километров) длительно развивавшиеся глубинные разломы, обычно приуроченные к границам структурно-фациальных зон. Многие из них являлись подводящими каналами для интрузий и эффузий. Так, к Главному Уральскому разлому приурочены пояса мощных интрузий базитов и гипербазитов, прослеживающиеся более чем на 1000 км. Крупная гравитационная степень, отвечающая этому разлому, указывает на то, что он разграничивает блоки земной коры, резко различные по своему строению как в верхней части, так и по глубоким горизонтам. К востоку от Главного Уральского разлома глубины до поверхности М возрастают, а поверхность базальтового слоя поднимается. Это характерно для всего Тагило-Магнитогорского синклинория, выполненного в основном эффузивными толщами. Этот синклинорий, по-видимому, был заложен и развивался в зоне крупных разломов, которые А. А. Борисов (1967) объединяет под названием Урало-Герирудской зоны разломов, имеющей, по мнению названного исследователя, планетарное значение. Восточный борт Тагило-Магнитогорского синклинория ограничен Серовско-Маукским разломом, с которым связаны интрузии серпентинизированных перидотитов, протягивающихся более чем на 800 км.

Известны и другие глубинные разломы, контролирующие распределение интрузий базитов и гипербазитов как на Южном Урале и в Мугоджарах, так и на Северном и Полярном Урале. Многие глубинные разломы контролируют размещение интрузий гранитоидов. Причем для ряда крупных глубинных разломов характерны значительные (по сейсмическим данным до 3—4 км) амплитуды вертикальных смещений тектонических блоков, что определило четкость их отображения в геофизических полях.

Для Уральской складчатой системы типичны близкие к меридиональным простирания разломов. Наряду с ними в последние годы стали выявляться разломы северо-западного и северо-восточного простирания, по-видимому, отражающие структурные направления дорифейского кристаллического основания.

Недавно Р. А. Гафаровым (1970) и другими исследователями был поднят вопрос о сложном чешуйчатом строении в целом всей Уральской складчатой системы, в связи с предполагаемым перемещением крупных тектонических пластин с востока на запад вдоль пологопадающих расколов. Эти разрывы, возможно, захватывают не только поверхностные, но и глубинные слои земной коры. Однако пока довольно крупные надвиговые перемещения, подтвержденные геологическими и геофизическими данными, установлены только вдоль границы миогеосинклинальной зоны и в зоне Предуральского прогиба на Южном Урале. В целом вопрос о роли и масштабах шарьяжных структур изучен недостаточно и во многом дискуссионен.

Аномалии магнитного поля Уральской складчатой системы неоднородны. Зона краевых прогибов и миогеосинклинальная зона во многом характеризуются магнитными аномалиями, аналогичными аномалиям соседних районов Европейской платформы. Это связано с тем, что осадочные толщи, выполняющие краевые прогибы и образующие складки миогеосинклинальной зоны, немагнитны, а среди пород, образующих структуры доуралид, сильно магнит-

ные разности не имеют широкого распространения. Таким образом, главная часть магнитовозмущающих масс здесь связана с породами кристаллического основания. На эти платформенного типа аномалии в миогеосинклинальной зоне накладываются различные по форме и размерам преимущественно линейные положительные аномалии, обусловленные телами габбро-диабазов и других базитов, а также серпентинизированных ультраосновных и некоторых других пород.

В обнаженной части эвгеосинклинальной зоны поле магнитных аномалий сильно дифференцировано. Выделяются крупные и мелкие аномалии различного знака, главным образом вытянутые по простиранию геологических структур. Такой характер аномалий магнитного поля позволяет предполагать, что оно в основном связано с составом пород, слагающих самые верхние горизонты земной коры. Нижние кромки магнитовозмущающих масс, по данным имеющихся расчетов, располагаются здесь в среднем на глубинах около 6 км. Расплывчатый тип и меньшая интенсивность аномалий магнитного поля над восточной (погруженной) частью Уральской складчатой системы связаны с более глубоким залеганием магнитовозмущающих масс, скрытых под мощным чехлом осадочных толщ. Количественно оценить роль глубоких горизонтов земной коры в формировании аномального магнитного поля Урала пока не представляется возможным.

В поле силы тяжести влияние глубинных факторов выражается в напряженности региональных аномалий. Однако они не оказывают существенного влияния на распределение локальных аномалий, связанных со структурами верхней части земной коры как из-за своих больших размеров, так и потому, что поверхность верхней мантии под значительной частью Уральской складчатой системы образует прогиб, который в гравитационном поле в значительной мере оказывается компенсированным поднятием поверхности базальтового слоя.

Расчеты показывают, что локальные аномалии силы тяжести в основном вызваны дифференцированными по плотности комплексами пород, прослеживающимися от поверхности до глубины 10—15 км и реже 20 км, т. е. комплексами пород, главным образом слагающими гранитный слой. Плавное погружение кристаллического фундамента Европейской платформы в сторону Уральской складчатой системы выражается в изменении интенсивности аномалий поля силы тяжести. Локальные аномалии в зоне предуральских краевых прогибов отражают преимущественно резкие изменения в рельефе фундамента.

Несмотря на определяющее влияние мощности осадочных отложений и рельефа фундамента на величину и распределение аномалий силы тяжести, здесь все же четко сказываются на их значениях особенности вещественного состава пород фундамента. Так, например, блокам фундамента, сложенным архейскими комплексами пород, отвечают положительные значения аномалий силы тяжести, а блокам фундамента, образованным гранитизированными толщами нижнего протерозоя и верхнего архея, — отрицательные аномалии.

Как положительные, так и отрицательные аномалии силы тяжести на восточной окраине Европейской платформы и в миогеосинклинальной зоне Уральской складчатой системы имеют одинаковое северо-западное простирание. На простирании положительных аномалий силы тяжести в пределах этой складчатой системы располагаются Тараташский, Уфалейский, Сысертский и др. массивы докембрия. Опираясь на эти и другие факты, Е. М. Ананьева, Б. В. Дорофеев и другие исследователи устанавливают элементы поперечной зональности в пределах Уральской складчатой системы, которая, подобно простираниям аномалий магнитного поля, отражает простирания структур дорифейского основания Урала.

Значительные плотностные различия между комплексами пород кристаллического основания Европейской платформы, зоны предуральских краевых прогибов и миогеосинклинальной зоны, с одной стороны, и эвгеосинклинальной зоны, — с другой (0,2—0,5 г/см^3), обусловливают довольно четкое разделение их в поле аномалий силы тяжести. В целом для Уральской складчатой

системы это поле характеризуется закономерным чередованием вытянутых в субмеридиональном направлении полос положительных и отрицательных аномалий. При этом антиклинории, ядра которых сложены крупными гранитными интрузиями, а также гнейсами и метаморфическими комплексами пониженной плотности, отличаются пониженными значениями аномалий силы тяжести. Высокими их значениями обладают выступы плотных дорифейских пород в Тараташском и других массивах, а также синклинории, выполненные мощными толщами основных эффузивов, прорванные интрузиями основного состава. Пониженные значения аномалий силы тяжести свойственны синклинориям, сложенным преимущественно осадочными толщами (Восточно-Уральский,

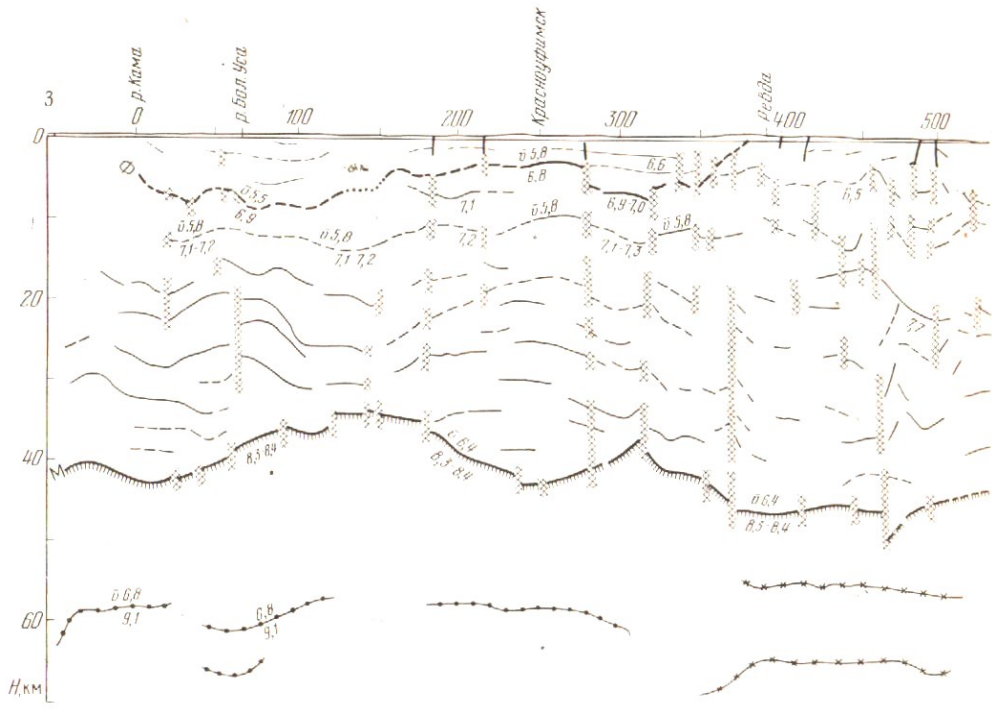


Рис. 27. Сейсмический разрез земной коры через Уральскую складчатую

Поверхности: *1* — раздела внутри осадочной толщи, *2* — фундамента (складчатого и кристалличе в верхней мантии по данным ГСЗ, *6* — то же, по данным пространственных сейсмических зондиро по геологическим данным;

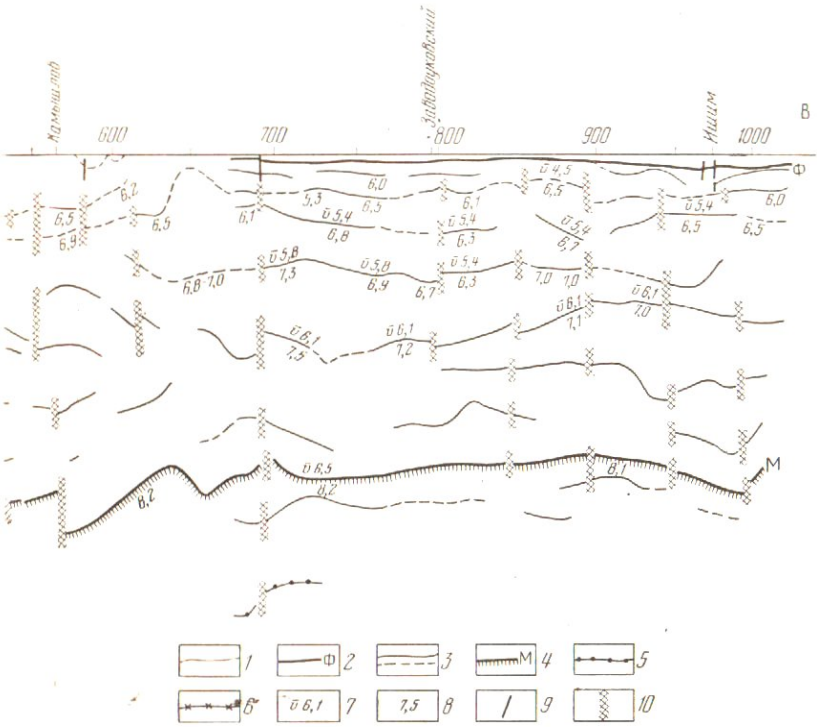
Тюменско-Кустанайский и др.). В магнитном поле из-за очень сильного влияния наложенных метаморфических изменений эта зональность проявлена менее четко.

Анализ гравитационного поля и количественные расчеты по гравиметрическим данным позволяют установить, что большая часть гранитных массивов и массивов гранитизированных пород, развитых на Урале, имеют вертикальную мощность 5—6 км. Для крупных массивов она увеличивается до 10—12 км, а для мелких сокращается до 2—3 км. Таким образом, все эти массивы расположены внутри гранитного слоя и в основном даже в верхней его части.

Мощность мелких и средних габбровых массивов и массивов гипербазитов в зависимости от интенсивности локальных максимумов изменяется от 1—2 до 6—8 км, а для крупных массивов до 10—12 км. В этих же пределах колеблется мощность вулканогенных и осадочных образований в синклинориях. Отсутствие интенсивных локальных максимумов силы тяжести над большинством массивов гипербазитов в зонах разломов не позволяет проследить их по гравиметрическим данным на сколько-нибудь большие глубины. На основании количественных расчетов можно предположить, что основная масса локаль-

ных аномалий силы тяжести может быть объяснена влиянием пород, слагающих верхние горизонты земной коры до глубины 12—15 км и реже 20 км.

Сказанное выше позволило Е. М. Ананьевой и Б. В. Дорофееву предположить, что плотностные неоднородности, характерные для верхней части земной коры, в ее нижней части в значительной мере сглажены и поэтому базальтовый слой в плотностном отношении представляется гораздо более однородным, чем гранитный. Однако все это отнюдь не исключает положения о том, что плотностные неоднородности отсутствуют как в базальтовом слое, так и в верхней мантии. Согласно оценке А. А. Борисова, до 30% аномальных значений силы тяжести должно быть связано с влиянием глубинных факторов.



систему, по В. С. Дружинину, В. М. Рыбалке, Н. И. Халевину и др.

ского). *3* — раздела в толще земной коры, *4* — Мохоровичича, *5* — раздела ваний; *7* — средняя скорость, км/сек; *8* — граничная скорость, км/сек; *9* — разломы *10* — то же, по сейсмическим данным

На основании сейсмических исследований доказано, что кора под Уральской складчатой системой, также как и под многими другими континентальными структурами, обладает слоисто-блоковым строением и слабо выраженными «корнями» гор (рис. 27).

Глубинные сейсмические исследования В. С. Дружинина и др. по Свердловскому пересечению показали, что мощность земной коры возрастает от 33 км на Европейской платформе до 44 км на границе зоны предуральских краевых прогибов. В ее центральной части наблюдается подъем поверхности М до 38 км. К востоку отмечается ступенеобразное погружение до 46 км в районе Тагило-Магнитогорского синклинория. Максимальная мощность коры (до 48 км) наблюдается в центральной части Восточно-Уральского синклинория. От Центрально-Уральского антиклинория в сторону Восточно-Уральского синклинория мощность коры постепенно уменьшается до 39 км, затем увеличивается до 48 км в районе Красногвардейска, и снова уменьшается до 38 км с отдельными колебаниями в пределах 1—2 км. Таким образом, мощность коры Урала незначительно отличается от мощности ее в соседних районах Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты.

Поверхность базальтового слоя приближается к земной поверхности до 8—10 км в зонах отрицательных структур (Тагило-Магнитогорский и Восточно-Уральский синклинории) и погружается на глубину до 18—22 км в пределах положительных структур. В западной части Урала кора разбита на ряд блоков, надвинутых друг на друга с амплитудой горизонтального перемещения до 4—5 км. В центральной части Урала амплитуда перемещений по разрывам, возможно, превышает 10 км. Близкие глубины по основным границам получены и к северу от Свердловского профиля. В районе Красноуральска и Нижнего Тагила поверхность базальтового слоя залегает на глубинах 10—14 км. Ниже этой поверхности на глубинах 45—46 км (и, возможно, 37 км) находится слабая отражающая граница, которая, вероятно, соответствует поверхности М.

Результаты глубинных сейсмических исследований Н. А. Хрычева и др. вдоль профиля Темиртау—Куйбышев в общем аналогичны данным, полученным по Свердловскому пересечению. Здесь также под внешней частью зоны предуральских краевых прогибов отмечается локальное поднятие поверхности М (до 36 км), тогда как наиболее прогнутой его части соответствует глубина 48 км. В антиклинории Уралтау и Тагило-Магнитогорском синклинории мощность базальтового слоя возрастает до 34—38 км, одновременно сокращается мощность гранитного слоя до 10—12 км. Во внутренней части эвгеосинклинальной зоны мощность базальтового слоя несколько уменьшается, но все же остается значительной (25—28 км), при этом мощность гранитного слоя возрастает до 16—18 км. Однако она и здесь меньше средней мощности гранитного слоя, характерной для соседней Казахской складчатой области (20 км и более).

Средние скорости в коре на Урале изменяются от блока к блоку, но в целом они несколько выше среднестатистических (6,5 км/сек и более). Как вдоль Свердловского, так и вдоль Темиртауского профилей поверхность М сильно нарушена глубинными разломами с амплитудами смещения 3—4 км и иногда даже 6—7 км.

По профилю оз. Челкар—Кандагач, пересекающему Мугоджары, работы выполнялись только с помощью аппаратуры «Земля». Поэтому имеются данные лишь о границах обмена. Сопоставляя полученный разрез земной коры с разрезом по профилю Темиртау—Куйбышев, можно заключить, что поверхность М здесь располагается на глубинах 48—50 км. Поверхность базальтового слоя под Урало-Тобольским антиклинорием находится на глубинах 20—23 км. В сторону южного окончания Тагило-Магнитогорского синклинория она поднимается до отметок 14—15 км, а в пределах южной части антиклинория Уралтау проходит на глубине порядка 20 км.

По сравнению с более северными районами Урала в Мугоджарах мощность базальтового слоя несколько меньше (не более 27—30 км), а мощность гранитного слоя — больше (от 14—15 км под южным окончанием Тагило-Магнитогорского синклинория до 23 км под Урало-Тобольским антиклинорием). Эти данные показывают, что земная кора в Мугоджарах утрачивает характерные особенности, свойственные Южному и Среднему Уралу. По мощностям и соотношению слоев она близка к земной коре Казахской складчатой области.

На окраинах Европейской платформы и зоны предуральских краевых прогибов кора близка как по мощности гранитного и базальтового слоев, так и по их сейсмическим характеристикам. Изменение мощности земной коры в пределах прогибов связаны с локальными поднятиями поверхности М. Последние, однако, не связаны с участками наибольших погружений кристаллического основания, что, по-видимому, указывает на возникновение этих поднятий в период становления земной коры, а не в период формирования впадин в процессе накопления осадков, как это предполагалось ранее некоторыми исследователями.

В пределах миогеосинклинальной зоны строение коры также близко к строению коры Европейской платформы, без самой верхней ее части, образованной дислоцированной толщей палеозойских и рифейских пород.

Увеличение мощности земной коры под антиклинорием Уралтау и Тагило-Магнитогорским синклинорием происходит в результате увеличения мощности базальтового слоя, сопровождаемого прогибанием поверхности М, возникновением небольших «корней» гор и сокращением мощности гранитного слоя, к которому здесь отнесены все толщи дислоцированных геосинклинальных отложений. Во внутренних частях эвгеосинклинальной зоны вдоль Свердловского профиля мощность базальтового слоя постепенно уменьшается и одновременно с этим происходит разрастание мощности гранитного слоя и слабое поднятие поверхности М.

Скоростные разрезы свидетельствуют об аномально быстром нарастании скоростей с глубиной и о высоком значении этого параметра на всех уровнях земной коры вплоть до ее подошвы. Для эвгеосинклинальной зоны нарастание скоростей с глубиной менее значительно. Различия скоростных разрезов земной коры в разных структурных зонах отчетливо коррелируются с отмеченным выше особенностями распределения потенциальных геофизических полей. Наиболее четкие отличия эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон обусловлены значительными различиями в разрезе образований, слагающих эти зоны, и, в частности, интрузивных и эффузивных комплексов, особенно базальтоидного состава.

Проблема корреляции слоев земной коры Урала осложняется из-за резких различий в строении и, следовательно, в геофизических характеристиках отдельных тектонических зон и блоков. Пока может быть принят трехслойный разрез, включающий рыхлые мезозойские осадки, нерасчлененный гранитный и базальтовый слои. Однако для Урала, так же как и для других складчатых областей, большое значение имеет выделение в гранитном слое границы, отвечающей кровле дорифейского кристаллического фундамента. Поэтому, несмотря на то что эта граница прослеживается не всегда достаточно уверенно, особенно в эвгеосинклинальной зоне, большинством исследователей принят четырехслойный разрез, в котором первый слой включает мезозойские и кайнозойские осадочные отложения, второй — различно дислоцированные геосинклинальные комплексы и связанные с ними различные интрузивные образования, третий — гранито-гнейсовый слой, отождествляемый с основанием Уральской складчатой системы. Его подошвой служит поверхность базальтового слоя. Четвертый слой отождествляется с базальтовым слоем.

Третий слой в миогеосинклинальной зоне предуральских краевых прогибов по сейсмическим данным делится на два сейсмических горизонта. Их выделение в пределах эвгеосинклинальной зоны в настоящее время невозможно. Для второго слоя характерны значительные вертикальные и горизонтальные градиенты изменения скоростных параметров, тогда как для третьего и четвертого слоев они не столь велики, хотя по сейсмическим данным может быть отчетливо выделена полоса антиклинория Уралтау и Тагило-Магнитогорского синклинория, где значения скоростей во всех частях коры резко повышены.

Вопрос о выделении под Уралом гранито-гнейсового основания дискуссионен. Данные сейсмических исследований подтвердили наличие такого основания. Анализ аномалий потенциальных физических полей также свидетельствует о существовании под Уральской складчатой системой гранито-гнейсового основания. Глубина залегания древнего кристаллического фундамента на Урале колеблется от 12—13 км в Предуральском прогибе и синклинорных зонах до 2—4 км и менее в районах развития древних толщ и особенно гнейсовых комплексов. Следовательно, можно предположить, что на отдельных участках в пределах Уральской складчатой системы фундамент залегает на более высоких гипсометрических отметках, чем на платформе.

Так, по данным сейсморазведки, на Южном Урале на широте г. Орска в пределах Центрально-Уральского поднятия кристаллический фундамент залегает на глубинах максимум 2—4 км. Такие же глубины до фундамента предполагаются, по Б. В. Дорофееву, и под Тагило-Магнитогорским синклинорием. Мощность геосинклинальных осадков в пределах Кизило-Уртамызского района колеблется от 2 до 5 км. Аналогичная картина подъема кристал-

лического фундамента от глубин 10—12 км наблюдается в Предуральском прогибе в направлении складчатых сооружений Мугоджар и по профилю Челкар—Волгоград.

Намечаемые по сейсмическим данным особенности скоростных разрезов земной коры в пределах разных структурных зон Уральской складчатой системы сохраняются также и для сейсмических характеристик поверхности М. В районе Свердловского профиля в пределах полосы антиклинория Уралтау и Тагило-Магнитогорского синклинория типичны повышенные значения граничных скоростей (8,3—8,4 км/сек), в миогеосинклинальной зоне они близки к средним статистическим для платформ (8,1—8,2 км/сек), а во внутренних частях эвгеосинклинальной зоны полученные значения скоростей несколько меньше (7,9—8,0 км/сек).

Детальное изучение волновой картины вдоль Свердловского пересечения позволило установить в основании коры горизонт, переходный к верхней мантии. Этот горизонт имеет мощность 3—5 км и характеризуется множеством отражающих площадок. Его возникновение Э. А. Незолёнова и Н. И. Халевин связывают с явлениями фазовых переходов пород базальтоидного состава в эклогиты. Ниже поверхности М, по данным глубинных сейсмических исследований, верхняя мантия расслоена (см. рис. 27). Сейсмические слои расположены субгоризонтально и только под Тагило-Магнитогорским синклинорием они образуют антиклинальный перегиб, по-видимому, отражающий резкие нарушения состава и структуры мантийного вещества.

По вопросу о составе верхней мантии высказываются различные предположения. С. В. Москалева полагает, что мантии свойствен гарцбургитовый состав, а выходы этого типа пород на Урале считает мантийными отторженцами. Однако сейсмические исследования и расчеты, проведенные по гравиразведке, показали, что мантия под Уралом находится на глубинах значительно больших, чем предполагала С. В. Москалева. Сами гарцбургиты в зонах разломов, возможно, связаны с мантийным веществом, ибо они отличаются удивительным постоянством химического состава, на который не влияют ни возраст, ни особенности геологического развития структурных зон Уральской складчатой структуры.

Д. С. Штейнберг и И. Д. Соболев считают, что продуктами подкоровых слоев являются как гипербазиты, так и базиты, широко распространенные на Урале. Несмотря на территориальную и даже возрастную обособленность они, несомненно, представляют собой комплементарную серию магматических образований, приуроченных к одним и тем же глубинным разломам и располагающихся в пределах одних и тех же структурных поясов. Отсюда следует, что оба типа пород, очевидно, являются дифференциатами первичного мантийного вещества, которое, возможно, имело пиролитовый состав. В пользу этого высказались Л. Н. Овчинников и В. А. Дунаев на основании находок гипербазитов нового типа, названного ими израндитом. Высказанные соображения о гипербазитовом составе вещества верхней мантии отнюдь не снимают предположения о том, что самая верхняя ее часть, расположенная в основании коры, образована породами эклогитового состава.

Профильные глубинные сейсмические исследования послужили основой для создания ряда схем глубинного строения, во многом опирающихся на гравиметрические данные для всей Уральской складчатой системы, которые подтверждают, что, по-видимому, вся эта система, начиная от Пай-Хоя и Новой Земли и кончая Приуральем, характеризуется повышенными значениями мощностей земной коры (до 45 км и более), большой мощностью базальтового слоя (около 30 км) и относительно малой мощностью гранитного слоя, особенно в зеленокаменной полосе Урала. В составе верхней части коры значительная часть (8 км?) приходится на дислоцированные толщи палеозойского возраста, располагающиеся непосредственно на докембрийском гранито-гнейсовом основании.

Этот достаточно известный вывод противоречит недавно опубликованным данным о том, что палеозойские геосинклинальные толщи в зоне Тагило-Магнитогорского синклинория располагаются непосредственно на маломощной базальтовой (безгранитной) коре океанического типа (Иванов, и др. 1972).

ГЛАВА VI

МЕЗОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Мезозойская складчатость наиболее широко проявилась на востоке страны. Здесь можно выделить три существенно различные по геологической истории и строению складчатые области: Верхояно-Чукотскую, Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую.

Верхояно-Чукотская складчатая область характеризуется преимущественно сквозным моноциклическим миогеосинклинальным развитием с рифея и до юры и местами до мела включительно. По С. М. Тильману, типично приспособление складчатых систем к ограничениям платформ, срединных и остаточных массивов. Монголо-Охотская складчатая область отличается сложным прерывистым полициклическим развитием, сменой эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных условий развития, продолжавшихся более длительное время на востоке, чем на западе. Сихотэ-Алинская складчатая область также несет черты прерывистого полициклического развития. Эта складчатая область развивалась на байкальском основании, тогда как первые две формировались на добайкальском (дорифейском) кристаллическом фундаменте.

Особенности геологического развития этих складчатых областей выразились в неоднородностях строения коры и в меньшей мере в распределении ее мощностей.

Для всех областей мезозойской складчатости Востока СССР характерны сглаженный рельеф поверхности М, отличающийся отсутствием сколько-нибудь отчетливых «корней» под горно-складчатыми сооружениями, средняя или несколько ниже средней мощность коры, типичная для континентальных структур, и гранитный слой, преимущественно образованный дислоцированными геосинклинальными толщами палеозойских и мезозойских отложений.

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Расположенные на Северо-Востоке СССР мезозоиды принадлежат к Верхояно-Чукотской складчатой области. По Ю. М. Пущаровскому (1972), она относится к колымскому типу тектонических структур (колымидам), для которых характерен сквозной длительный миогеосинклинальный режим осадконакопления и преимущественно моноциклическое развитие геосинклиналей, продолжавшееся с рифейского времени и до середины мезозоя включительно. Для Верхояно-Чукотской складчатой области типична малая контрастность тектонических движений. Результатом этого явились спокойные формы складчатых структур, пологое положение зеркала складчатости, преобладание синклинорных структур над антиклинорными.

Верхояно-Чукотская складчатая область занимает площадь свыше 3,6 млн. км^2. Она включает Верхояно-Колымскую и Анюйско-Чукотскую складчатые системы, между которыми заключен обширный Колымо-Омолонский

срединный массив (около 700 тыс. км²). Внутри складчатых систем расположены небольшие (менее 50—70 тыс. км²) остаточные массивы.

На севере Верхояно-Колымская складчатая система погребена под мощным чехлом осадочных толщ шельфовой зоны Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Западной окраиной ее является Предверхоянский краевой прогиб, наложенный на Сибирскую платформу. На востоке и юго-востоке рассматриваемая система скрыта под покровами эффузивов Охотско-Чукотского вулканического пояса (вулканогена).

Общие итоги геологических исследований, данные геологической интерпретации потенциальных геофизических полей и результаты изучения коры Верхояно-Колымской складчатой системы геофизическими методами представлены в работах: А. К. Башарина (1967), В. Ф. Белого и др. (1969), И. В. Беляева и др. (1970), Н. А. Богданова (1969), Н. И. Давыдовой, Я. Б. Шварца и Г. А. Ярошевского (1962), К. Б. Мокшанцева и др. (1971), А. А. Николаевского (1964, 1968, и др.), Ю. М. Пущаровского (1972), И. А. Резанова (1968), К. К. Шапошникова (1962) и др.

Огромная по протяженности Верхояно-Колымская складчатая система образует дугу, обращенную выпуклой стороной на запад. В ее пределах выделяется Предверхоянский краевой прогиб, заполненный меловыми и юрскими терригенными толщами (в наиболее прогнутой части до 8 км), залегающими на нижнепалеозойском и, вероятно, также на рифейском осадочном чехле Сибирской платформы (3—5 км?). Этот прогиб отделен от Верхоянского антиклинория прерывистой зоной надвигов.

Верхоянский антиклинорий сложен преимущественно пермскими и частью триасовыми терригенными толщами (6—8 км), в основании которых лежат терригенно-карбонатные толщи, охватывающие возрастной интервал от кембрия и до карбона включительно (до 8—11 км). В основании палеозоя залегают слабо метаморфизованные рифейские терригенно-карбонатные отложения, мощность которых на юге (хребет Сетте-Дабан) достигает 5 км и не превышает 3 км на северном погружении этого антиклинория в хребте Хараулах. Немногочисленные мелкие интрузии сложены габбро. Известны также небольшие по размерам трещинные интрузии гранитоидов.

Восточнее Верхоянского антиклинория располагается Яно-Колымская синклинорная зона, сложенная главным образом терригенными толщами триаса (4—6 км). Наиболее прогнутая часть этой зоны (Иньяли-Дебинский синклинорий) образована юрскими терригенными толщами (несколько километров), которые здесь залегают на палеозойском складчатом основании. Выходы последнего образуют Тасхаяхтахский антиклинорий, протягивающийся вдоль Колымо-Омолонского массива. К зонам глубинных разломов, ограничивающих этот массив и рассекающих Иньяли-Дебинский синклинорий и Тасхаяхтахский антиклинорий приурочены крупные батолитоподобные интрузии мезозойских гранитоидов.

В отличие от многих других складчатых областей орогенные формации в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы распространены незначительно. Они представлены континентальными верхнеюрскими эффузивными толщами и угленосными отложениями мела и палеогена, выполняющими небольшие депрессии. Дислоцированы они слабо и имеют небольшую мощность.

Верхояно-Колымской складчатой системе свойственны значения магнитных аномалий, близкие к нормальным, на фоне которых отмечаются также мелкие невысокой интенсивности аномалии положительного знака. Они свойственны преимущественно Иньяли-Дебинскому синклинорию и сопредельным районам, где распространены мезозойские интрузивные породы. Обособленное положение занимает южная (Сетте-Дабанская) ветвь Верхояно-Колымской складчатой системы, выделяющаяся своими отрицательными магнитными аномалиями.

Геологическая природа аномалий не изучена. Одной из возможных причин их возникновения является исключительно большая мощность немагнитных

слабо метаморфизованных осадочных толщ. Северо-восточная Полоусненская ветвь выделяется рядом довольно значительных положительных магнитных аномалий. Для них четко устанавливается связь с мезозойскими интрузиями гранитоидов повышенной основности.

Анюйско-Чукотская складчатая система вытянута на протяжении свыше 1400 км более или менее прямолинейно в востоко-северо-восточном направлении. В районе низовий р. Алазеи она сливается со структурами Полоусненской ветви Верхояно-Колымской складчатой системы. Сложена эта система терригенно-карбонатными отложениями ордовика, силура и нижнего карбона (свыше 3,5 км). Их основанием, возможно, являются мощные геосинклинальные комплексы рифейских отложений. Верхоянский комплекс (поздний палеозой—триас) имеет значительную мощность (5—6 км) лишь на западе, тогда как на востоке пермские и частью триасовые отложения выпадают из разреза. Здесь гораздо шире, чем в Верхояно-Колымской складчатой системе, распространены крупные интрузии гранитоидов. Только лишь на Восточной Чукотке занятая ими площадь превышает 11 тыс. км². Интрузии базитов и гипербазитов, как и в других районах Верхояно-Чукотской складчатой области, имеют небольшое распространение.

По геофизическим данным и геологическим построениям под всей Верхояно-Колымской складчатой системой Ю. А. Косыгиным и др. предполагается непрерывное распространение раздробленного разломами и опущенного на разную глубину раннедокембрийского фундамента. Наиболее значительные его погружения (до 15—20 км) предполагаются для Иньяли-Дебинской и других крупных синклинорных структур Верхояно-Колымской складчатой системы. По-видимому, на меньших глубинах раннедокембрийский фундамент находится под Верхоянским антиклинорием, особенно на его северном и южном флангах, а также под большей частью Анюйско-Чукотской складчатой системы.

Поднятия раннедокембрийского фундамента образуют крупный Колымо-Омолонский срединный массив (до 800 тыс. км²) и ряд гораздо более мелких остаточных массивов (50—70 тыс. км² и менее), расположенных внутри Верхояно-Колымской и Анюйско-Чукотской складчатых систем.

В магнитном поле крупные обнаженные на земной поверхности массивы выделяются повышенной интенсивностью отдельных аномалий и аномальных зон положительного и отрицательного знака, нередко простирающихся поперек или под углом к мезозойским складчатым структурам. Устанавливается прямая связь интенсивных магнитных аномалий с распространением магматических пород (Беляев и др., 1970).

Колымо-Омолонский срединный массив гетерогенен по своему строению. Его северная часть сложена полого дислоцированными преимущественно вулканогенно-осадочными толщами палеозойского и частью мезозойского и кайнозойского возраста мощностью не менее 2 км. Фундамент в виде небольших выходов древних кристаллических сланцев обнажен лишь на севере. В средней части массива протягивается Столбовской горст-антиклинорий, сложенный собранными в складки терригенными и карбонатными толщами рифея (3,8 км), ордовика и силура (свыше 5 км). Складчатые отложения ордовика и силура известны также южнее Столбовского горст-антиклинория в пределах южной (омолонской) части рассматриваемого массива, где рифей и нижний палеозой несогласно перекрывают архейские гнейсы, амфиболиты и граниты.

Рифейские и нижнепалеозойские толщи несогласно перекрыты полого смятыми красноцветными и эффузивными толщами девона и сравнительно небольшой мощности терригенными и эффузивными толщами перми и мезозоя. Эти соотношения дали основание предполагать каледонский возраст консолидации если не всего Колымо-Омолонского массива, то во всяком случае его южной половины. Известны додевонские интрузии гранитоидов и позднемезозойские интрузии как кислых, так и основных и ультраосновных пород. С палеогеном связаны базальтовые излияния и дайки.

Расположенный восточнее на побережье Охотского моря небольшой по размерам Тайгоносский остаточный массив, рассматривается в качестве части

Колымо-Омолонского массива, отделенного от него наложенными мезозойскими геосинклинальными структурами. Ядро Тайгоносского массива сложено докембрийскими гнейсовыми сериями большой мощности.

Другие остаточные массивы также находятся внутри складчатых систем. На севере Верхояно-Колымской складчатой системы по результатам интерпретации аэромагнитных данных выделяется небольшой по размеру Буорхайский (Усть-Янский) остаточный массив, разделяющий Хараулахский и Полоусненский антиклинории. Этот массив, скрытый под мощным (5—6 км) чехлом осадочных отложений, выделяется по структурным особенностям аномального магнитного поля.

На юге Верхояно-Колымской складчатой системы расположен Охотский остаточный массив, который разделяет ее на Сетте-Дабанскую и Индигиро-Колымскую ветви. В строении массива участвуют те же серии архейских кристаллических пород, что и на Колымо-Омолонском массиве. Их мощность здесь превышает 7 км. Они перекрыты платформенного типа осадочными комплексами рифея и нижнего палеозоя (суммарно менее 3 км) и эффузивно-осадочными толщами девона. Терригенные толщи верхнего палеозоя и триаса *верхоянского типа в центральной части массива имеют сокращенную мощность* (1,5—2 км), которая на склонах массива возрастает до 6—8 км. Юра, мел и нижний палеоген представлены эффузивами. Известны интрузии гранитоидов *и основных пород палеозойского и мезозойского возраста.*

В западной части Анюйско-Чукотской складчатой системы по аэромагнитным данным выделяется Шелонский, или Усть-Колымский массив, отделяющий Новосибирскую ветвь этой системы от Полоусненского антиклинория. На востоке Анюйско-Чукотской складчатой системы расположен Чукотский (Эскимосский) остаточный массив, простирающийся в пределы п-ова Сьюард на Аляске. На Чукотском полуострове он сложен дорифейскими гнейсовыми и кристаллическими сланцами, на Аляске — толщами раннепалеозойских метаморфических пород. Оба массива простираются в пределы шельфовой зоны арктических морей.

Результаты сейсмологических исследований коры характеризуют все основные элементы глубинной структуры рассматриваемой складчатой области (табл. 4). Для пунктов наблюдений Гарманда и Омсукчан они находятся в удовлетворительном соответствии с материалами глубинного сейсмического зондирования. *Представленные в табл. 4 данные требуют некоторых пояснений.* Глубины до поверхности кристаллического основания характеризуют предполагаемую вертикальную мощность осадочного чехла или менее уплотненного складчатого миогеосинклинального комплекса мезозойских и верхнепалеозойских отложений. Ниже этой границы более уплотненные и более метаморфизованные геосинклинальные комплексы, возможно, продолжаются вплоть до поверхности базальтового слоя, учитывая данные по профилю ГСЗ Магадан—Колыма (Давыдова, Шварц, Ярошевская, 1962), для которого разделы в коре имеют скоростные характеристики (рис. 28).

В северной части профиля Магадан—Колыма на глубинах 4—6 км выделяется раздел с граничной скоростью 6,0 км/сек, испытывающий очень пологое погружение в северном направлении. Следующий сейсмический раздел с граничной скоростью 6,7 км/сек зафиксирован на глубинах 20—22 км. Он рассматривается в качестве поверхности базальтового слоя. Поверхность М с *граничной скоростью 8,1 км/сек располагается на глубине* 32—33 км *в районе* Магадана. В сторону р. Колымы она погружается до 36—38 км. И. А. Резанов (1968) отмечает, что первый слой соответствует толще дислоцированных и слабо *метаморфизованных пород верхоянского комплекса, второй (гранитный) слой* отвечает более метаморфизованным и также сильно перемятым толщам палеозойского (допермского) и рифейского возраста, а третий (базальтовый) слой представляет кристаллическое основание геосинклинальных комплексов. Он сложен архейскими гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами.

Комплексное использование результатов точечных и профильных сейсмических исследований совместно с гравиметрическими расчетами позволило

Таблица 4

Характеристика земной коры Северо-Востока СССР в пунктах точечных глубинных сейсмологических зондирований, по А. А. Николаевскому

Пункт наблюдения	Геологическая позиция	Глубина до «кристаллического основания?», км	Глубина до базальтового слоя, км	Глубина до поверхности М, км
Среднекан	Верхоянско-Колымская складчатая система	4	12	32
Балыгычан	То же	5	12	30
Анюйск	Анюйско-Чукотская складчатая система	7	—	37
Билибино	То же	6	—	38
Илирней	» »	6	—	38
Полуостров Шмидта	» »	10	19	38
Певек	» »	5	15	39
Амгуема	» »	9	19	36
Остров Врангеля	Арктический шельф	7	16	39
Среднеколымск	Колымский массив	11	—	37
Зыряшка	То же	10	—	36
Омолон	Омолонский массив	—	9	38
Стекольный	Охотско-Чукотский вулканоген	5	15	31
Нелькаба	То же	4	19	39
Жемутское	» »	11	—	41
Провидение	» »	5	13	34
Ванкарем	» »	5	13	37
Омсукчан	» »	6	12	30
Гарманда	» »	7	16	34
Усть-Белая	Корякская складчатая система	6	16	40

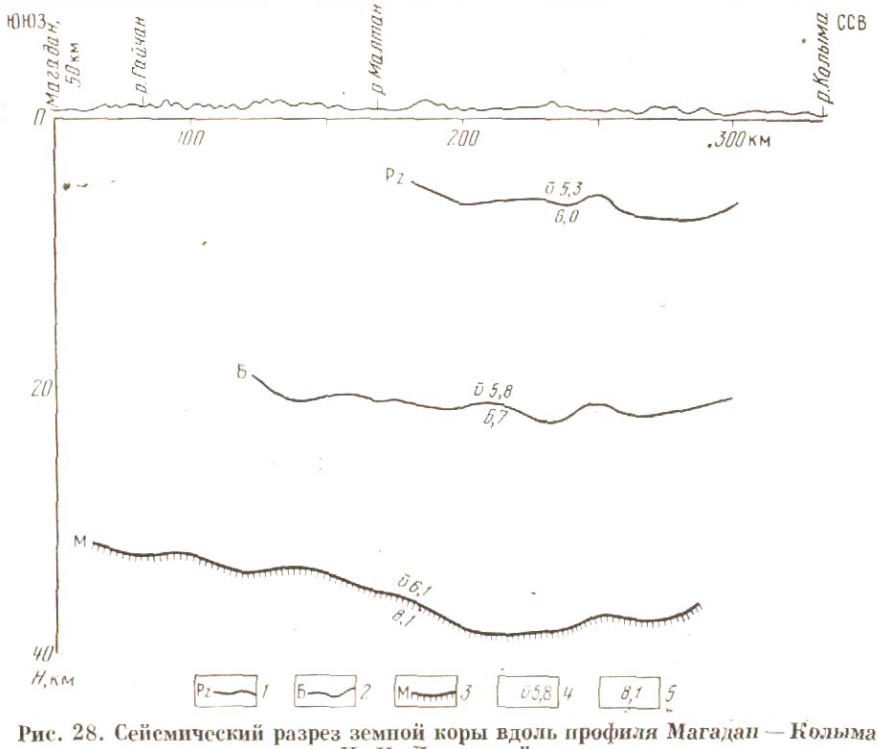


Рис. 28. Сейсмический разрез земной коры вдоль профиля Магадан — Колыма, по Н. И. Давыдовой и др.

Поверхности: *1* — возможно палеозойского складчатого комплекса; *2* — базальтового слоя, *3* — Мохоровичича, *4* — средняя скорость, км/сек; *5* — граничная скорость, км/сек

А. А. Николаевскому наметить основные особенности глубинного строения главных элементов тектонической структуры рассматриваемой складчатой области. С учетом некоторых дополнительных материалов они представляются следующим образом.

Предверхоянский краевой прогиб расположен на моноклинали поверхности М, наклоненной в сторону Верхоянского антиклинория. В том же направлении возрастает мощность базальтового слоя. Мощность гранитного слоя изменчива. Наименее значительна мощность земной коры в зоне прогиба, примыкающего к Вилюйской синеклизе (около 30 км). По-видимому, сокращена мощность ее консолидированной толщи.

Для Верхояно-Колымской складчатой системы вероятна наиболее значительная мощность коры (40—45 км и, возможно, более). До половины мощности коры приходится на собранную в складки осадочную толщу палеозойских и мезозойских отложений. Возможность разделения древнего кристаллического субстрата на гранитный и базальтовый слои не ясна. Поверхность М под Верхояно-Колымской складчатой системой, по-видимому, слабо расчленена и испытывает пологое моноклинальное поднятие в сторону Колымо-Омолонского массива. Залегающие вдоль его окраин гранитные батолиты расположены на поднятой части этой моноклинали.

В Анюйско-Чукотской складчатой системе рельеф поверхности М, вероятно, более расчленен. В аномалиях поля силы тяжести и особенно в магнитных аномалиях хорошо выражены многочисленные магмоконтролирующие и амагматические глубинные разломы. Мощности коры изменяются в пределах 30—35 км.

Колымо-Омолонский срединный массив и отмеченные ранее остаточные массивы имеют неодинаковую мощность и, возможно, различное строение коры. По гравиметрическим данным южная (омолонская) часть названного срединного массива имеет большую мощность, чем ее северная (колымская) часть. Собственно гранитный слой, начинающийся на Омолонском остаточном массиве непосредственно от земной поверхности, судя по данным сейсмологических исследований, прослеживается до глубины 10 км. Вся остальная мощность земной коры здесь приходится на базальтовый слой (до 30 км). Значительна мощность базальтового слоя и под Охотским, и под другими остаточными массивами. Как и Анюйско-Чукотской складчатой системе, Колымо-Омолонскому срединному массиву свойственны магмоконтролирующие разломы, четко выделяющиеся в полях магнитных аномалий и аномалий силы тяжести.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Монголо-Охотская складчатая область простирается в субширотном направлении из районов Северо-Восточной Монголии через Восточное Забайкалье до Нижнего Приамурья. Восточнее она продолжается под водами Охотского моря. Ее протяженность свыше 2500 км при ширине на 550—650 км на западе и до 400—450 км на востоке. Эта область включает существенно различные по типу складчатые системы, обрамляющие с юго-востока Байкальскую складчатую область и с юга и юго-востока Алданский щит. Общим для них является широкое развитие мезозойской тектонической и магматической активизации и в общем согласные простирания тектонических структур.

Сводные данные о тектоническом строении Монголо-Охотской складчатой области представлены в книгах «Геологическое строение СССР, т. 2» (1968) и «Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока» (1965), в монографиях Л. И. Красного и др. (1966), И. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965) и др. Вопросом изучения геофизических полей и глубинного строения коры посвящены исследования А. В. Ладынина (1969), Э. Н. Лишневского (1969), Л. А. Мастюлина (1967), В. С. Меньшикова (1967), Ф. С. Моисеенко (1969) и др.

Геосинклинальное развитие Монголо-Охотской области продолжалось с рифейского времени и до конца палеозоя. С конца перми и в течение первой

половины мезозоя здесь формировались впадины тихоокеанского типа, несущие, по Н. С. Нагибиной, черты возрождения геосинклинального развития (ревивации). Л. И. Красный также считает, что многие из этих впадин принадлежат к геосинклинальному типу. Орогенный этап охватывает вторую половину мезозоя и кайнозой. С мезозоем связано формирование внегеосинклинальных интрузий гранитоидов.

Монголо-Охотская складчатая область делится на западную (Забайкальскую) и восточную (Охотскую) ветви. По Л. И. Красному и др., их разграничивает Аникинский порог, сложенный досреднепалеозойским комплексом метаморфических пород. Забайкальская ветвь от Охотской отличается более ранним завершением этапа геосинклинального развития и относительно меньшей интенсивностью мезозойских тектонических движений.

В пределах *Забайкальской ветви* выделены Селенгино-Яблоновая и Монгольская складчатые системы. Границей между ними служат длительно развивающиеся глубинные разломы, вдоль которых вытянуты палеозойские и мезозойские интрузии гранитоидов. Они также подчеркнуты узкой полосой мезозойских грабенов.

Селенгино-Яблоновая складчатая система характеризуется распространением комплексов эвгеосинклинальных нижнепалеозойских отложений (свыше 6—7 км). Фундаментом им служат мощные серии гнейсов и кристаллических сланцев нижнего докембрия, метаморфизм которых отвечает амфиболитовой и отчасти гранулитовой фациям. Распространены также мощные верхнедокембрийские зеленосланцевые толщи. Первые отличаются субмеридиональными простираниями, аналогичными простираниям нижнего архея Алданского щита. Более молодые докембрийские серии имеют северо-восточные простирания, типичные для простираний палеозойских структур. Рифей здесь не доказан, но предполагается в составе зеленосланцевых толщ протерозоя.

Палеозойский эвгеосинклинальный комплекс представлен терригенно-эффузивными и частью карбонатными толщами нижнего и среднего кембрия (на 5—6 км). Верхний кембрий красноцветный, молассового типа. Типичны значительные интрузии габбро и различных гранитоидов, часто повышенной основности. К послескладчатым образованиям относятся терригенные и терригенно-эффузивные толщи каменноугольного и пермского возраста (3—4 км и местами более). В триасе, ранней юре и в начале (?) средней юры формировались орогенные эффузивные толщи андезитового и трахилипаритового состава (порядка 1—4 км) и интрузии гранитоидов. С ранней и поздней юрой связаны покровы трахиандезитового и трахилипаритового состава, а также туфогенные накопления. Межгорные впадины выполнены юрскими и меловыми угленосными толщами (до 2—3 км), включающими покровы щелочных базальтоидов и трахилипаритов. К четвертичным образованиям относятся небольшие базальтовые излияния. Древнемезозойские толщи заметно дислоцированы, тогда как молодые мезозойские и кайнозойские слабо нарушены.

В пределах Монгольской складчатой системы дорифейское кристаллическое основание не установлено. Древнейшим является байкальский комплекс эвгеосинклинальных эффузивно-терригенных и терригенно-карбонатных отложений рифея (?) и нижнего кембрия (более 4—6 км). Для него характерен метаморфизм филлитовой фации и интрузии, аналогичные ранним глубинным магматическим внедрениям в Селенгино-Яблоновой складчатой системе. Герцинский комплекс охватывает терригенно-эффузивные толщи (8—10 км) от девона и нижнего карбона, в одних геосинклинальных прогибах, и до перми, в других. К пермскому времени относится внедрение крупных интрузий гранитоидов. В триасе и юре формировались прогибы, заполненные морскими тонкоритмичными флишоидами (свыше 7 км), сложно смятыми в допозднеюрское время. К юре относится внедрение крупных гранитных интрузий, а также излияния липаритовых лав. В поздней юре и в течение мела происходили излияния лав андезитового и дацитового состава. В межгорных впадинах накапливались континентальные, частью угленосные

отложения, слабо затронутые дислокациями. Кайнозой представлен незначительными по мощности континентальными толщами и локальными излияниями андезитов и базальтов.

К числу главных структурных элементов Охотской ветви относятся расположенная на севере Становая складчатая система и находящаяся на юге собственно Монголо-Охотская складчатая область, в которой выделяются антиклинорные и синклинорные зоны и Буреинский срединный (?) массив.

Становая складчатая система на всем своем огромном протяжении (свыше 1500 км) граничит со структурами Алданского щита вдоль глубинного разлома, подчеркнутого широкой полосой раздробленных и местами подвергшихся интенсивному диафторезу древних кристаллических пород. В строении этой системы участвуют сложно смятые, разделенные структурными несогласиями толщи верхнеархейских гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов (свыше 6—8 км), а также преимущественно гнейсовые толщи нижнего и среднего протерозоя (не менее 8—10 км). Их прорывают интрузии докембрийских гранитоидов и других интрузивных пород, среди которых выделяются раннепротерозойские анортозиты и габбро-анортозиты, слагающие крупные тела. Простирания складчатых структур докембрия в целом совпадают с общим простиранием Монголо-Охотской складчатой области. Лишь в Могочинском районе и кряже Зверева для архейских складок характерны отличные от протерозойских северо-западные и меридиональные простирания. В связи с широким распространением докембрийских толщ Становую складчатую систему часто рассматривают совместно со структурами Алданского щита. Однако от них Становая складчатая система резко отлична особенностями своего развития в рифее (?), палеозое и мезо-кайнозое, когда она выступала в виде интенсивно развивавшегося поднятия. Это поднятие являлось окраинным по отношению к расположенным южнее геосинклинальным прогибам Монголо-Охотской складчатой области.

Воздымавшиеся структуры Становой складчатой системы были осложнены узкими тектоническими депрессиями. Одни из них заполнены обломочными отложениями пермского возраста, другие — мезозойскими слабо нарушенными терригенными и эффузивными толщами мощностью обычно до 1 км. С мезозоем связаны интенсивные излияния смешанного состава эффузивов и внедрения гранитоидов, а с кайнозоем — излияния базальтов вдоль Станового и Джелтулакского глубинных разломов, по которым эта система граничит со структурами более южных районов Монголо-Охотской складчатой области. К ним относятся Ольдойская (Джагдинская или Джагды-Тукурингрская) антиклинорная зона и Верхне-Амурская синклинорная зона, которые вместе с другими более мелкими структурами окаймляют с севера отмеченный выше Буреинский срединный массив.

Древний кристаллический фундамент Ольдойской антиклинорной зоны сложен гнейсами и кристаллическими сланцами нижнего протерозоя (свыше 5 км). Складчатый эвгеосинклинальный комплекс здесь представлен толщей филлитизированных сланцев, рассланцованных основных эффузивов и карбонатных пород позднепротерозойского (рифейского) и кембрийского возраста (не менее 6 км), над которыми располагается менее метаморфизованный (миогеосинклинального типа) комплекс терригенных и частью карбонатных отложений ордовика, карбона и перми (свыше 7 км). Установлены герцинские интрузии гранитоидов и основных пород.

Верхне-Амурский синклинорий и другие синклинорные структуры выполнены юрскими и триасовыми терригенными отложениями (до 8—12 км), прорванными интрузиями позднеюрских гранитоидов, монцонитоидов и более основных пород. Распространены слабо нарушенные покровы нижнемеловых основных эффузивов и эффузивно-осадочных толщ (до 1,5 км). Почти недислоцированные отложения верхнего мела, палеогена и отчасти неогена выполняют межгорные и другие впадины. Самая крупная из них Зее-Буреинская впадина располагается в пределах Буреинского срединного (?) массива. А. Л. Яншин (1965) рассматривает этот массив в качестве активизированного блока внутри-

азиатской эпигерцинской платформы, тогда как М. И. Иниксон, А. А. Музылев и другие исследователи склонны относить его к числу стабильных блоков эпибайкальской стабилизации. Угловатые очертания Буреинского массива, по Л. И. Красному, свидетельствуют о дизъюнктивной природе его ограничений.

Большая часть Буреинского массива сложена ранне- и позднепалеозойскими гранитоидами, прорывающими древний кристаллический фундамент, образованный нижнепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами (свыше 4—5 км), а на восточной окраине — рифейско-кембрийскими метаморфическими породами (не менее 5—7 км). В основании осадочного чехла на Буреинском массиве лежат слабо дислоцированные вулканогенно-осадочные толщи девона и покровы мезозойских эффузивов. Поверхность консолидированного основания Буреинского массива осложнена прогибами, заполненными слабо уплотненными и слабо нарушенными верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями мощностью до 3 км. На восточную окраину этого массива наложен глубокий Буреинский краевой прогиб, выполненный юрскими и меловыми, частью угленосными терригенными толщами (до 6—8 км), характеризующимися брахиформным типом складчатости.

Для магнитного поля районов Забайкальской ветви характерны относительно короткие знакопеременные аномалии разной интенсивности, выступающие на фоне близких к аномалиям нормальных значений. В основном они ориентированы вдоль простирания геологических структур и во многом могут быть связаны с конкретными геологическими объектами. Положительные магнитные аномалии преобладают в пределах Селенгино-Яблоновой складчатой системы, которой свойственно широкое распространение сильно магнитных разностей пород (основные эффузивы, гранитоиды повышенной основности и др.).

Для южной и юго-западной частей Монгольской складчатой системы более типичны магнитные аномалии, близкие к нормальным, или аномалии отрицательного знака. Этим, в частности, отличается магнитное поле Агинского антиклинория и соседних с ним структур, где широко распространены мощные немагнитные осадочные толщи палеозойского возраста. Для других районов Монгольской складчатой системы характерны удлиненные положительные аномалии значительной интенсивности, а также менее интенсивные более широкие положительные аномалии. Если первые могут быть связаны с конкретными геологическими образованиями (покровами основных эффузивов, интрузиями базитов и т. д.), то вторые нередко располагаются среди полей однородных слабо намагниченных пород. Поэтому они скорее всего вызваны не обнажающимися на поверхности магнитовозмущающими телами, залегающими в глубинных слоях земной коры.

Обращает на себя внимание зона глубинных разломов, вдоль которой сочленяются Селенгино-Яблонова'я и Монгольская складчатые системы, подчеркнутая на всем протяжении интенсивными положительными магнитными аномалиями, в значительной мере вызванными внедрениями основных магматических пород.

Охотская ветвь характеризуется преобладанием нормальных значений аномального магнитного поля, осложненных многочисленными мелкими положительными и частью отрицательными аномалиями. Они связаны преимущественно с гранитоидами повышенной основности, основными и ультраосновными интрузиями, а также с эффузиями основного и среднего состава. Буреинский массив резко отличается от остальной части Монголо-Охотской складчатой области протяженными положительными магнитными аномалиями северо-восточной ориентировки. Эти аномалии частью связаны с позднепалеозойскими интрузиями гранитоидов. Для древних гранитных интрузий, а равно и для древних толщ кристаллического основания типичны либо нормальные, либо отрицательные значения аномалий того же простирания.

Если аномальное магнитное поле в большинстве случаев обнаруживает достаточно четкие связи с элементами геологической структуры, то для аномалий

силы тяжести эта закономерность в ряде районов Монголо-Охотской складчатой области нередко нарушается. В целом для Забайкальской ветви характерны отрицательные значения аномалий силы тяжести большой интенсивности. Исключением является Агинский антиклинорий, которому, так же как и Хилокскому антиклинорию и структурам Борщевочного хребта, свойствен относительный максимум аномалий силы тяжести. Положение этих относительных максимумов, вероятно, связано с плотностными неоднородностями глубоких слоев земной коры, так как плотностные неоднородности приповерхностных геологических образований не так велики, чтобы вызвать столь значительные изменения поля силы тяжести.

После аномалий силы тяжести в Забайкалье осложнено гравитационными ступенями, обычно протягивающимися вдоль глубинных разломов. Наиболее крупная гравитационная ступень характеризует отмеченную положительными магнитными аномалиями зону сочленения Селенгино-Яблоновой и Монгольской складчатых систем.

Для поля аномалий силы тяжести Охотской ветви Монголо-Охотской складчатой области типично преобладание отрицательных значений, интенсивность которых возрастает в сторону Становой складчатой системы и падает в направлении Охотского моря. Мезозойским и кайнозойским впадинам соответствуют невысокие как максимумы, так и минимумы аномалий силы тяжести. Иногда максимумы отмечаются даже в тех случаях, когда эти впадины выполнены мощными (2—3 км) слабо уплотненными осадочными толщами (Зее-Буреинская, Средне-Амурская и другие впадины). Это, видимо, указывает на значительную плотность пород, лежащих в основании этих впадин. Частью это подтверждено бурением. Под полого залегающими осадочными толщами в Зее-Буреинской и других впадинах были встречены мощные покровы основных эффузивов.

Местами устанавливается несоответствие в расположении гравиметрических аномалий с простираниями палеозойских структур. Так, субмеридиональные аномалии силы тяжести под острым углом секут простирающиеся на северо-восток складки Баджальского хребта. Значительными различиями в направлениях характеризуются аномалии силы тяжести в структурах Буреинского массива. В связи с этим Э. Н. Лишневский полагает, что в восточной части Монголо-Охотской складчатой области аномалии силы тяжести отражают не столько особенности структуры его приповерхностной части, сколько неоднородности строения гораздо более глубоких слоев земной коры.

Данные о строении коры Монголо-Охотской складчатой области пока опираются в основном на результаты гравиметрических расчетов.

Для Забайкалья такие расчеты выполнены Ф. С. Моисеенко (1969) и А. В. Ладыниным (1968). Исходной позицией этих работ явились предположение о неизменной латеральной плотности коры (кроме приповерхностной ее части) и заданная эффективная плотность на границе кора—верхняя мантия (0,25 г/см^3). Оба автора разрабатывают представление о трехслойной модели консолидированной земной коры, согласно которой, кроме гранитного и базальтового слоев, выделяется промежуточный по плотностным характеристикам диоритовый слой. Следуя этой модели, упомянутые авторы показывают, что гранитный слой в Селенгино-Яблоновой складчатой системе * имеет небольшую мощность (2—6 км), при этом он местами вообще выпадает из разреза коры. В Монгольской складчатой системе мощность этого слоя больше (4—10 км).

Довольно четко разделяются эти складчатые системы и по глубинам до поверхности базальтового слоя. В первой они меньше (14—16 км), чем во второй (более 18 км), кроме ее юго-восточной части, где вновь глубины до базальтового слоя становятся меньшими (до 16 км). По расчетам названных авторов, глубины до поверхности М изменяются в небольших пределах (41—44 км), А. В. Ладынин на основании гравиметрических расчетов отметил, что в пре-

* А. В. Ладынин называет Селенгино-Яблоновую складчатую систему Яблоновой зоной, а Монгольскую складчатую систему — Восточно-Забайкальской зоной. — *Н. Б.*

делах Монгольской складчатой системы наблюдается прямое соответствие между возрастанием глубины залегания диоритового слоя, с одной стороны, и погружениями кровли базальтового слоя и подошвы коры — с другой. Для Селенгино-Яблоновой складчатой системы соотношения между глубинами указанных поверхностей не могут быть определены однозначно. Изменения мощности коры здесь зависят в равной мере от изменения мощности как базальтового, так и диоритового слоев. Для Монгольской складчатой системы мощность коры главным образом зависит от изменения толщины гранитного слоя.

По результатам точечных сейсмических зондирований С. В. Крылов и др. (см. «Вопросы сейсмичности Сибири», ч. 1, 1972) показали, что мощность коры в пределах Селенгино-Яблоновой складчатой системы изменяется от 37 до 41—42 км. В поперечном ее пересечении (профиль Оймур—Ингода) и продольном пересечении (профиль Хапчеранга—Байкит) поверхность М сглаженная, лишенная «корней». Граничные скорости вдоль этой поверхности обычны — 8,1—8,2 км/сек. Мощность гранитного слоя близка к мощности базальтового слоя или меньше нее. Вертикальная мощность комплекса геосинклинальных складчатых образований не превышает 4—6 км. Близкие результаты были получены Н. К. Булиным при наблюдениях с передвижной сейсмической аппаратурой по профилю Улан-Удэ—Увалистая, вдоль которого доказана субгоризонтальная расслоенность верхней мантии до глубин 80—110 км.

Монгольской складчатой системе, по-видимому, свойственны большая мощность коры (до 45 км) и изменчивость мощностей гранитного и базальтового слоев. В районе Хапчеранги и Ингоды мощность гранитного слоя не превышает 12—13 км, тогда как в районе Нерчинского хребта она возрастает до 23—25 км. Соответственно меняются и мощности базальтового слоя: 32—33 км и около 20 км. В районе Нерчинского хребта глубинные исследования производились с помощью аппаратуры «Земля», а в районе Хапчеранги они выполнялись с применением точечных сейсмических зондирований. Граничные скорости вдоль поверхности М 8,1—8,2 км/сек.

Определения мощностей коры по сейсмическим данным в Забайкалье оказались на 2—6 км больше, чем при указанных выше гравиметрических расчетах.

Использование гравиметрических данных позволило Э. Н. Лишневскому и др. (1968) дать прогнозные оценки глубин до плотностных разделов в земной коре вдоль профиля Амур—Алдан в западной части Охотской ветви Монголо-Охотского складчатого пояса. Для расчетов им были применены как методы разделения гравитационного поля на составляющие, так и методы исследования корреляционных зависимостей между аномалиями силы тяжести и глубинами до поверхности М, полученными в районе Магадана и Охотского моря.

При построениях использовалась двухслойная модель коры, согласно которой для верхней части гранитного слоя были учтены реальные плотности, полученные при лабораторных исследованиях образцов горных пород, отобранных вдоль профиля, а для нижней части этого слоя взята постоянная плотность (2,70 г/см^3). Для верхней части базальтового слоя авторы предполагают плотность 2,80 г/см^3, а для нижней 2,90 г/см^3.

Расчеты показали, что мощность гранитного слоя под Верхне-Амурским синклинорием и Янкан-Тукурингрским антиклинорием не превышает 14—17 км, а мощность базальтового слоя изменяется от 20 км под синклинорием и до 23 км под антиклинорием. Переход от южных структур Монголо-Охотской складчатой области к Становой складчатой системе сопровождается возрастанием мощности базальтового слоя до 34 км. Глубины до поверхности М под Становой складчатой системой оценены в 48 км, тогда как под Верхне-Амурским синклинорием они изменяются в пределах 36—40 км.

Данные сейсмологических исследований Н. К. Булина вдоль того же профиля свидетельствуют о тонкой расслоенности коры. При этом они подтверждают названные оценки глубин до поверхности М под Верхне-Амурским синклинорием, но значительно расходятся с оценками для Становой складчатой системы. По данным Н. К. Булина, поверхность М здесь располагается

на глубинах около 40 км против 48 км по гравиметрическим расчетам. Исследования названного автора также свидетельствуют, что вертикальная мощность складчатых юрских и палеозойских отложений может быть оценена примерно в 6—8 км, а докембрийского гранито-гнейсового комплекса в Становом хребте — в 10—12 км. Поверхность базальтового слоя располагается соответственно на глубинах 20 и 10—12 км.

В результате приведенных исследований выявлены зоны разломов, рассекающие всю толщу коры. Одна из наиболее крупных зон разделяет Монголо-Охотскую складчатую область и Становую складчатую систему, а также последнюю и структуры Алданского щита. Э. Н. Лишневский (1968) обратил внимание на то, что положительные остаточные аномалии силы тяжести, вычисленные с радиусом осреднения 80 км, тяготеют к орографическим депрессиям, а отрицательные — к поднятиям, возникшим в результате горообразовательных движений, развивавшихся в мезозое и кайнозое.

Такое расположение аномалий силы тяжести, в общем виде не согласующееся с планом расположения палеозойских складчатых структур, названный автор связывает с развивающимися явлениями гранитизации под крупными положительными формами рельефа, приводящими к разуплотнению вещества земной коры и, соответственно, к понижению значений поля силы тяжести. Под впадинами рельефа, согласно названному автору, происходят процессы базификации коры, являющиеся причиной ее уплотнения и возникновения положительных гравиметрических аномалий. Против этого свидетельствуют величины тепловых потоков, которые на Дальнем Востоке не выше значений, свойственных равнинным пространствам платформенных областей, что указывает на относительно малый разогрев глубинных недр и соответственно на малую вероятность активных преобразований в основании коры. По-видимому, наметившиеся особенности распределения остаточных аномалий связаны с иными причинами.

В районах Забайкалья участки локального увеличения мощности гранитного слоя и уменьшения мощности диоритового слоя характеризуются почти везде отрицательными изостатическими аномалиями. Это, как полагает А. В. Ладынин (1969), указывает на стабильность границы раздела между этими слоями в неотектоническую эпоху, а также подтверждает представление о малой роли изостатических сил при развитии тектонических процессов в верхней части коры. Изостатическая компенсация, как полагает названный исследователь, частично может выражаться в обратном соответствии форм земного рельефа формам рельефа поверхности М.

Однако сейсмические наблюдения и гравиметрические расчеты показали не только значительную сглаженность поверхности М в районах Забайкалья, но и отсутствие сколько-нибудь значительных прогибов этой поверхности («корней») под горными сооружениями и поднятий под впадинами. Это говорит о том, что уровень изостатической компенсации располагается значительно глубже поверхности М, возможно, в астеносфере.

Глубины до поверхности М также слабо коррелируются с главными элементами структуры Монголо-Охотской складчатой области. В результате создается довольно отчетливое впечатление об эпигенетическом отношении к ним этой поверхности.

Мощность коры Забайкалья 38—40 км, что на 5—8 км ниже ее мощности в пределах других горно-складчатых сооружений внутренних районов Азии, хотя по интенсивности аномалий силы тяжести можно было бы предполагать, что мощность коры в указанных регионах должна иметь близкие значения.

Приведенные выше геологические данные позволяют предполагать различия в составе гранитного слоя. В Становой складчатой системе он сложен целиком докембрийскими толщами гнейсов, кристаллических сланцев и гранитоидами, тогда как в других структурах Монголо-Охотской складчатой области его верхняя половина несомненно образована складчатыми относительно мало метаморфизованными комплексами палеозоя и мезозоя и только нижняя часть — докембрием. В соответствии с этим предполагаются различия в составе

и возрасте нижней части коры. В Становой складчатой системе этот слой скорее всего представлен катархейскими комплексами пород, тогда как в зоне развития палеозойских и мезозойских структур, вероятно, он сложен гораздо более молодыми образованиями докембрия.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Южный фланг мезозоид Востока СССР относится к Сихотэ-Алинской складчатой области, протянувшейся на северо-восток от северной части п-ова Корея через район оз. Ханка и хребет Сихотэ-Алинь к низовьям р. Амура, где она сочленяется с Монголо-Охотской складчатой областью. Обе эти области, по-видимому, продолжаются на север под водами Охотского моря к заливу Шелихова. Длина Сихотэ-Алинской складчатой области на суше превышает 1800 км. Ее ширина 400—500 км.

Данные о геологическом строении Сихотэ-Алинской складчатой области были обобщены Л. И. Красным и др. (1966), П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахварстовой (1965) и др. исследователями. Результаты интерпретации геофизических полей опубликованы: Л. Г. Киселевой (1972), Р. Г. Кулиничем, Л. С. Толмачевой и А. В. Жуковской (1967); Ю. А. Тресковой, Л. Г. Киселевой, Г. С. Гнибиденко (1970) и другими исследователями.

Сихотэ-Алинская складчатая область включает расположенную на западе Лаоелин-Гродековскую и находящуюся на востоке собственно Сихотэ-Алинскую складчатые системы, между которыми располагается Ханкайский срединный массив.

Лаоелин-Гродековская складчатая система сложена мощными (не менее 11 км) сильно дислоцированными сланцево-эффузивными и флишоидными толщами силура, девона, карбона и перми и местами триаса, прорванными пермскими и мезозойскими гранитоидами и другими интрузивными породами. Основанием этого комплекса геосинклинальных отложений являются нижнепротерозойские гнейсы, обнаженные в ядрах антиклинориев. Терригенные толщи палеогена и неогена (1—2 км) и местами мела выполняют небольшие по размерам межгорные впадины. С неогеном связаны наземные излияния базальтов.

Аномалии силы тяжести и аномалии магнитного поля Лаоелин-Гродековской складчатой системы, изучены только вдоль ее юго-восточных окраин, где они имеют либо положительный знак, либо нормальные значения. Строение коры этой системы с помощью ГСЗ изучалось близ пос. Зарубино на побережье Уссурийского залива в Хасанском районе (Аргентов и др., 1970). Здесь, как показали В. В. Аргентов и др., поверхность М расположена на глубине 30—32 км. В толще коры на глубине около 5 км отмечается четкий сейсмический раздел с граничной скоростью 5,4—6,5 км/сек. Он, по-видимому, соответствует поверхности докембрийских кристаллических пород в основании палеозойского геосинклинального комплекса. Поверхность базальтового слоя здесь несколько приподнята и находится на глубинах 12—13 км. Поднятию этой поверхности соответствует возрастание значений аномалий силы тяжести.

Лаоелин-Гродековская складчатая система граничит с Ханкайским срединным массивом и севернее с Сихотэ-Алинской складчатой системой вдоль разломов, которым нередко соответствуют линейные положительные магнитные аномалии высокой интенсивности.

Ханкайский срединный массив по отношению к обеим этим складчатым системам представляет собой выступ байкальских и добайкальских структур, скрытых под прерывистым чехлом почти не затронутых дислокациями слабо уплотненных кайнозойских и меловых отложений. Их максимальная мощность не превышает 2,5—3 км.

Фундамент Ханкайского срединного массива сложен слабо метаморфизованными терригенными и карбонатными отложениями нижнего кембрия, в основании которых лежат терригенные и эффузивные толщи рифея. Их суммарная мощность свыше 5—6 км. Рифейские и нижнекембрийские отложения

собраны в складки, простирающиеся на северо-запад, т. е. поперек к структурам Лаоелин-Гродековской и Сихотэ-Алинской складчатых систем. В ядрах глубоко размытых антиклинорных структур обнажены нижнепротерозойские, возможно, частью архейские гнейсы, кристаллические сланцы и гранитоиды. Их метаморфизм отвечает амфиболитовой и гранулитовой фациям. Среди высокометаморфизованных пород этого комплекса присутствуют чарнокито- и эклогитоподобные породы.

В пределах Ханкайского массива установлены интрузии гранитоидов и габбро докембрийского, ранне- и позднепалеозойского возраста, а также мезозойские интрузии, покровы кислых, средних и основных эффузивов пермского и мезозойского (?) возраста. Известны также кайнозойские излияния, дайки и вулканические постройки центрального типа, сложенные базальтами и анкаратритами. Разнообразие и обилие магматических проявлений свидетельствует о том, что возникшие в результате байкальской складчатости структуры Ханкайского срединного массива неоднократно активизировались в связи с мощными тектоническими процессами, протекавшими в соседних геосинклинальных зонах (Сихотэ-Алинской и Лаоелин-Гродековской).

Аномалии магнитного поля в пределах Ханкайского массива положительные, невысокой интенсивности. Они обычно обнаруживают тесные связи с основными элементами его геологической структуры. В районах выходов кристаллических толщ докембрия, прорванных интрузиями гранитоидов, отмечается мозаичный тип магнитных аномалий, тогда как на участках распространения складчатых комплексов нижнего палеозоя и рифея преобладают линейные аномалии западо-северо-западного простирания.

Аномалии силы тяжести, как и магнитные, слабо положительные. Однако они плохо коррелируются с элементами геологической структуры массива. Вместе с тем, обнаруживаются их четкие связи с интрузиями гранитоидов и зонами гранитизированных пород. Последние, судя по гравиметрическим данным, широко развиты в основании нижнепалеозойских и рифейских осадочных толщ.

Глубинные сейсмические исследования коры, по В. В. Аргентову и др., свидетельствуют о том, что глубины до поверхности М изменяются от 30 км на юге до 35 км на севере Ханкайского срединного массива. В консолидированной коре выделяются четыре четкие сейсмические границы. Самая верхняя из них, по-видимому, соответствует подошве байкальского комплекса. Эта граница наблюдалась лишь в зоне выходов нижнего палеозоя и рифея. На севере она приближается к земной поверхности, а на юге — погружается до глубины 3—4 км.

Три другие границы отмечены на глубинах около 7, 11—15 и 19—21 км. Граничные скорости соответственно равны 6,2 и 6,7—7,0 км/сек. Самая верхняя из указанных границ, по-видимому, отвечает основанию комплекса гранитизированных пород протерозоя, средняя является разделом внутри гранитного слоя и, возможно, соответствует поверхности архейского комплекса, а самая нижняя, наименее четко устанавливаемая граница, вероятно, может быть принята за поверхность базальтового слоя. В 3—4 км выше подошвы коры намечается высокоскоростной слой (7,0 км/сек).

Поверхность М выделяется по протяженным в большинстве случаев хорошо динамически выдержанным докритическим и закритическим отраженным волнам. При этом она выступает в виде некоторой переходной зоны между корой и верхней мантией мощностью 1—2,5 км. Зарегистрированная граничная скорость 8,0 км/сек соответствует основанию этой зоны. Под выходами позднепалеозойских эффузивов в районе сел Глуховки и Лефу, а также на границе между байкальскими и раннепротерозойскими структурами севернее Спасска-Дальнего по сейсмическим данным устанавливаются крутопадающие глубинные разломы, которые рассекают кору и уходят в верхнюю мантию.

Сейсмические разделы внутри коры под синклинорными структурами несколько прогнуты, а под антиклинорными приподняты. Так, например, под зоной выходов нижнего кембрия в Вознесенском районе сейсмический

раздел, характеризующийся граничной скоростью 6,2—6,4 км/сек, зафиксирован на глубине 12—13 км, тогда как в зоне выходов нижнего протерозоя, в центральных и северных частях массива он находится на глубинах всего лишь 5—6 км. Таким же образом изменяются мощности гранитного слоя. Они больше в синклинорных и меньше в антиклинорных зонах. Однако условия распределения базальтового слоя характеризуются обратными соотношениями. Поверхности М не свойственны изгибы, которые могли бы интерпретироваться как «корни» гор, аналогичные «корням» Главного Сихотэ-Алинского и ряда других антиклинориев. Она не повторяет отмеченных выше изгибов сейсмических разделов в коре и располагается несогласно по отношению к байкальским структурам Ханкайского массива. В целом поверхность М полого поднимается в южном направлении и в том же направлении уменьшается мощность коры,

В строении Сихотэ-Алинской складчатой системы выделяются нижний и верхний структурные этажи. При этом нижний этаж образован эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами палеозойского возраста (девон? — верхняя пермь) мощностью более 10 км. В строении верхнего структурного этажа участвуют мезозойские терригенные отложения миогеосинклинального типа (верхний, местами средний и нижний триас—нижний сенон), мощностью до 7—8 км. Развиты интрузии гранитоидов, габбро, гипербазитов палеозойского и мезозойского возраста. Фундаментом рассматриваемой системы служат нижнепротерозойские гнейсы и граниты, обнаженные на юге Приморья и, по-видимому, позднепротерозойские — нижнекембрийские терригенно-карбонатные толщи, известные в соседних районах Ханкайского массива.

На севере, в районе Нижнего Приамурья, Сихотэ-Алинская складчатая система погружается и сливается со структурами Монголо-Охотской складчатой области, а на юге, в районе залива Петра Великого, возможно, заканчивается, не достигая берегов п-ова Корея. Ее границами служат глубинные разломы, контролирующие положение формировавшегося в позднем палеозое и мезозое Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена и развивавшегося в позднем мелу и кайнозое Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Характерно наличие поперечных глубинных разломов, частью имеющих сдвиговый характер. Вдоль одного из них образовался Южно-Сихотэ-Алинский вулканоген. Основными элементами структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы являются Главный антиклинорий и Западный и Восточный (Тетюхинский) синклинории. Западный синклинорий выступает в качестве краевого прогиба, будучи наложен своим западным бортом на Ханкайский массив. Между Главным антиклинорием и Восточным синклинорием пролегает Центральный структурный шов (глубинный разлом), который вместе с оперяющей его системой более мелких разломов контролирует положение многих интрузий гранитоидов позднегерцинского и главным образом мелового возраста.

Аномальное магнитное поле Сихотэ-Алинской складчатой системы дифференцировано. В пределах Главного антиклинория магнитные аномалии имеют значения, близкие к нормальным. Для центральной зоны Восточного синклинория характерны слабо расчлененные магнитные аномалии отрицательного знака. Зоны Западно-Сихотэ-Алинского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенов на значительном протяжении выражены цепочками магнитных аномалий положительного знака. Эта особенность также характерна для зоны Центрального структурного шва. Такая же тесная связь с геологической структурой отмечается и для гравитационного поля. При общей невысокой его интенсивности минимальные значения характерны для Восточного синклинория, а максимальные свойственны Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогену. Оба вулканогена в аномалиях силы тяжести выражены четкими градиентными зонами.

По прогнозным расчетам, опирающимся на гравиметрические данные, максимальная мощность коры (40 км и более) приходится на осевую часть Сихотэ-Алиня, относящуюся к области Главного антиклинория. Она

уменьшается примерно до 35 км на его западной окраине и до 30 км в зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Уменьшением мощности коры до 30 км характеризуются области замыкания Сихотэ-Алинской складчатой системы в районе залива Петра Великого. Данные глубинных сейсмических зондирований были получены в последние годы для двух поперечных сечений рассматриваемой складчатой системы. Одно из них проходит по долине р. Бикина, а другое между г. Спасском-Дальним и бухтой Тадуши. Они в общих чертах подтвердили складывавшиеся ранее представления о распределении мощностей коры.

Профиль ГСЗ между г. Спасском-Дальним и бухтой Тадуши, выполненный А. А. Поповым и др. (рис. 29), позволяет оценить вертикальную мощность палеозойского геосинклинального комплекса в зоне Главного антиклинория

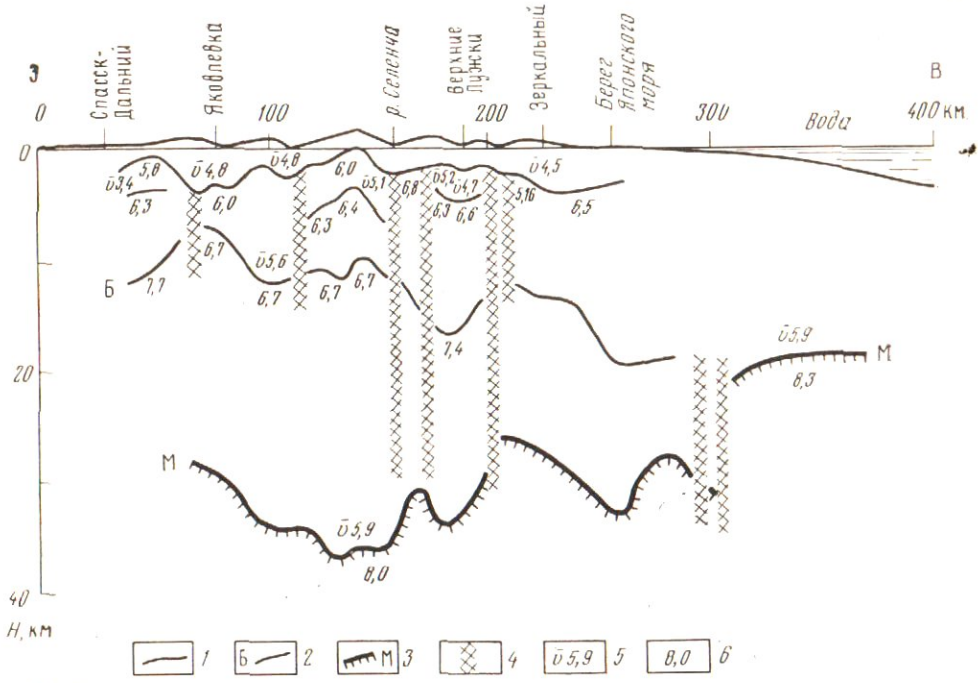


Рис. 29. Сейсмический разрез земной коры через Сихотэ-Алинскую складчатую область от Спасска-Дальнего до Японского моря, по А. А. Попову и др.

Поверхности: *1* — раздела внутри гранитного слоя, *2* — базальтового слоя, *3* — Мохоровичича; *4* — разломы; *5* — средняя скорость, км/сек; *6* — граничная скорость, км/сек

в 2—3 км. Под Восточным синклинорием суммарная мощность мезозойских и палеозойских отложений достигает 5—7 км. Важно отметить, что в районе пос. Зеркальный, по данным глубинных сейсмических зондирований, эффузивные комплексы, слагающие Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген, и подстилающие их осадочные комплексы, вероятно, имеют суммарную мощность не более 4 км. Здесь их основанием служат высокоскоростные комплексы пород ($v_г$ 6,5 км/сек), которые могут быть сопоставлены с кристаллическими комплексами пород гранитного слоя. Суммарная мощность последнего, включая дислоцированные терригенные и осадочно-вулканогенные комплексы палеозоя и мезозоя, достигает 15—17 км. Без этих комплексов мощность гранитного слоя не превышает 7—12 км.

Поверхность базальтового слоя под Сихотэ-Алинем по сейсмическим характеристикам аналогична его поверхности под Ханкайским массивом (в обоих случаях $v_г$ 6,7—7,0 км/сек). Мощность базальтового слоя в западной части Сихотэ-Алиня примерно та же, что и под Ханкайским массивом (около 15 км). Под Главным антиклинорием она возрастает до 25 км и уменьшается в сторону Японского моря. Близ пос. Зеркальный она не превышает 15 км. Под Западным синклинорием в 4—5 км от подошвы коры выделяется мало отчетливая сейсми-

ческая граница, которая не была установлена под Главным антиклинорием и Восточным синклинорием, но она известна под Ханкайским массивом. Это, возможно, говорит о том, что структуры кристаллического основания Ханкайского массива непосредственно протягиваются под западные окраины Сихотэ-Алиня.

Под Сихотэ-Алинской складчатой системой поверхность М характеризуется обычным для континента значением граничной скорости 8,1—8,2 км/сек.

Особенностью коры Главного антиклинория является относительно большая мощность ее консолидированной толщи (35—36 км), связанная с увеличением мощности базальтового слоя и появлением небольшого «корня» гор. Центральный структурный шов служит разделом между этой зоной повышенных мощностей коры и *зоной меньших мощностей* Восточного синклинория. Уменьшение мощностей коры в нем связано с сокращением как гранитного, так и базальтового слоев.

Характеризуя особенности строения коры мезозойских структур Востока СССР в целом, необходимо отметить некоторые общие их черты. Это относительно малая ее мощность (35—40 км) по сравнению с мощностями коры большинства других *континентальных структур* (40 км и более); максимальные мощности коры здесь, по-видимому, не превосходят 42—45 км, т. е. намного меньше, чем, например, в Центральном Казахстане (50—55 км); небольшая расчлененность поверхности М; отсутствие под горными сооружениями сколько-нибудь значительных «корней», различное строение коры.

Широкое распространение собранных в складки мощных слабо метаморфизованных миогеосинклинальных комплексов палеозойских и мезозойских отложений *свидетельствует о том, что гранитный слой* здесь резко отличен от выделяемого по сейсмическим данным гранитного слоя соседних районов Сибирской платформы, где он представлен ранним докембрием, прорванным интрузиями гранитоидов. Докембрий, как отмечалось, слагает фундамент геосинклинальных формаций мезозоид на Северо-Востоке СССР. Его И. А. Резанов (1968) отнес к базальтовому слою в разрезе коры по профилю, проведенному от Магадана до р. Колымы.

ГЛАВА VII

АЛЬПИЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Грандиозный по размерам пояс альпийских структур, протянувшийся из Западной Европы в районы Ближнего Востока, Внутренней и Восточной Азии, в пределах СССР представлен окраинными северными звеньями. Здесь они образуют северную ветвь, к которой принадлежат Карпатская складчатая система, Крымский мегантиклинорий, Кавказская складчатая система, внешняя (Копетдагская) зона Туркмено-Хорасанской складчатой системы и структуры Памира. К южной ветви на территории СССР отнесены структуры Закавказья и внутренняя зона Туркмено-Хорасанской складчатой системы. Особое место в Альпийском поясе занимают Черноморская и Южно-Каспийская депрессии, которые в пределах Крымско-Кавказского сектора разделяют его северную и южную ветви. Обе эти депрессии имеют продолжение на суше в виде межгорных впадин. Развивавшиеся на платформенном основании альпийские структуры Крыма (Крымский мегантиклинорий и структуры Тарханкутского полуострова) рассмотрены совместно со Скифской плитой.

Для альпийских структур, по-видимому, в большей мере, чем для более древних складчатых структур, характерны гетеротипность и контрастность тектонических движений, что нашло яркое отражение в аномалиях геофизических полей, резкой изменчивости мощностей земной коры, ее строении, в частности, в прерывистости распространения гранитного слоя. В этом отношении альпиды Юга СССР рассматриваемого пояса близки к кайнозоидам Дальнего Востока. Как показали, Б. П. Бархатов, А. А. Габриелян, Н. Д. Гамкрелидзе, Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин, М. В. Муратов, К. Н. Паффенгольц, И. А. Резанов, В. И. Шевченко и др., альпиды были заложены и развивались частично на герцинском, байкальском и, возможно, более древнем складчатом основании. Однако остается открытым вопрос о возрасте консолидированного основания впадин внутренних морей и времени их заложения. Гипотетичны и вопросы о структурных соотношениях между отдельными складчатыми системами, а равно и многие другие проблемы их глубинного строения.

КАРПАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Данные по геологии Восточных Карпат приведены в работе В. В. Глушко (1968) и многих других исследованиях. Общие результаты изучения глубинного строения Восточных Карпат представлены В. Н. Бойко (см. «Состояние и задачи разведочной геофизики», 1970), в работах А. А. Борисова (1967), В. С. Гейко, Л. П. Ливанова и А. В. Чекунова (1970), В. В. Глушко (1968), В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова (1971), В. Г. Хоменко (1971), М. С. Ярища, Н. Г. Турчаненко и др. (1969), Ю. К. Щукина, Т. Б. Добрева (1971) и многих других.

Альпийский комплекс Восточных Карпат образует крупный мегантиклинорий, простирающийся в северо-западном направлении. Он сложен преимущественно терригенными толщами верхнеюрского, мелового и палеогенового возраста суммарной мощностью свыше 6 км. В мезозойских отложениях встречаются покровы основных и средних эффузивов. Для юры характерны рифогенные известняки. Основанием альпийского комплекса во внутренней зоне Восточных Карпат (Раховский массив) являются рифейские и более древние серии плагиоклазовых и гранатовых гнейсов, амфиболитов и двуслюдяных сланцев, а также толщи филлитов серицито-хлоритовых сланцев, мраморов и кварцитов каменноугольного возраста, несогласно перекрытых метаморфизованными терригенными и карбонатными отложениями триаса. Во внешней зоне Карпатской складчатой системы основанием мезозоя служат сильно дислоцированные и в разной мере метаморфизованные терригенные и карбонатные толщи рифея, нижнего палеозоя и силура.

С северо-востока Восточные Карпаты окаймлены широким Предкарпатским краевым прогибом, выполненным неогеновыми молассами, соленосными глинами и солями мощностью до 5—6 км. Внешняя часть прогиба лежит на опущенном склоне Европейской платформы, который характеризуется наличием ступенчатых сбросов и пологими складками. Внутренняя часть прогиба отличается сложной складчатой структурой. Переход от нее к структурам Восточных Карпат представлен системой тектонических чешуй, выделяемых в Скибовую зону. Здесь устанавливается пологий надвиг карпатских структур на структуры краевого прогиба с горизонтальной амплитудой 15—20 км.

Крупные надвигового типа разломы разделяют складчатую структуру Восточных Карпат на Кросненскую, Магурскую и Утесовую зоны. Крутопадающий Закарпатский глубинный разлом отделяет структуры Восточных Карпат от Закарпатского прогиба. В пределах последнего выделяются Солотвинская и Чоп-Мукачевская впадины, выполненные мощными (до 3,5 км) толщами неогена. Эти впадины отделены от Карпатской складчатой системы плиоцен-четвертичной Выгорлат-Гутинской вулканогенной грядой. Граница восточно-карпатских структур с Паннонской (Венгерской) впадиной проходит вдоль глубинного разлома. Таковы общие черты геологического строения Восточных Карпат.

Характерной особенностью аномалий потенциальных геофизических полей Карпатской складчатой системы является их соответствие альпийскому структурному плану, а также плану более древних палеозойских и рифейских структур, которые здесь простираются в общем согласно с альпийскими. Более древние дорифейские структуры в аномальных геофизических полях сколько-нибудь четкого отображения не получили. Из доальпийских структур лишь под внешней зоной Предкарпатского прогиба по гравиметрическим данным намечается палеозойская антиклинальная зона, которая, по-видимому, соединяет структуры Келецко-Сандомирского кряжа и складчатый комплекс Добруджи.

Мощные немагнитные осадочные толщи, слагающие Восточные Карпаты и Предкарпатский краевой прогиб, обусловили невысокую интенсивность магнитных аномалий, которые в общем близки к нормальным значениям. Выделяющиеся отдельные положительные аномалии простираются вдоль геологических структур. В Закарпатском прогибе, где гораздо шире распространены эффузивы, поле магнитных аномалий становится гораздо более расчлененным и сильно дифференцированным по напряженности. Раздел между ним и спокойным магнитным полем Восточных Карпат совпадает с узкой полосой относительных максимумов аномалий силы тяжести, подчеркивающей окраинный Закарпатский глубинный разлом. Этот разлом, разделяющий Карпатский мегантиклинорий и Закарпатский прогиб, контролирует проявления молодой вулканической деятельности и, возможно, положение мелких офиолитовых внедрений. Интенсивные положительные магнитные аномалии, сочетающиеся с гравитационной ступенью, протягиваются вдоль зоны Береговского глубинного разлома, отделяющего Закарпатский прогиб от Паннонской впадины.

Рис. 30. Сейсмический разрез земной коры по профилю Паннонская впадина — Восточные Карпаты — Днепровско-Донецкий авлакоген (Солодуб, Чекунов, 1971)

Поверхности: *1* — фундамента, *2* — базальтового слоя, *3* — Мохоровичича; *4* — разломы по геологическим данным; *5* — разломы по сейсмическим данным; *6* — осадочная толща; *7* — гранитный слой; *8* — базальтовый слой; *9* — точки дифракции; *10* — граничная скорость, км/сек. Геологические структуры: *I* — Паннонская впадина; *II* — Закарпатская впадина; *III* — Карпатская складчатая система; *IV* — Предкарпатский краевой прогиб; *V* — Волыно-Подольская плита; *VI* — Коростеньский плутон; *VII* — Днепровско-Донецкий авлакоген; *VIII* — Воронежский массив

Главной особенностью поля аномалий силы тяжести Карпатской складчатой системы служит глубокая депрессия, ось которой в Восточных Карпатах простирается вдоль зоны наибольших глубин Предкарпатского краевого прогиба и Скибовой зоны. На северо-восток, в сторону Европейской платформы, эта депрессия осложнена рядом гравитационных ступеней, по-видимому, отражающих крупные разломы в фундаменте внешней зоны краевого прогиба. Крупная гравитационная ступень трассирует зону отмеченных ранее надвигов Скибовой зоны. За этой ступенью в Восточных Карпатах значения аномалий силы тяжести постепенно возрастают, не испытывая сколько-нибудь крупных локальных возмущений. В отличие от Восточных Карпат гравитационное поле Закарпатского прогиба отличается мозаичностью строения, что, видимо, связано с значительными плотностными неоднородностями в чехле и фундаменте этой структуры. Основные особенности распределения аномалий силы тяжести тесно связаны с глубинным строением коры, устанавливаемым по материалам сейсмических исследований.

Поверхность М, находящаяся на окраине Европейской платформы и под внешней зоной Предкарпатского прогиба на глубинах 40—42 км, постепенно погружается на юго-восток под Карпаты.

Отмеченная выше область пологих нарушений Скибовой зоны на глубине, по-видимому, преобразовывается в крутопадающий глубинный разлом, вдоль которого поверхность М ($v_г$ 8,15 км/сек) опущена на глубину до 55—56 км. Под Восточными Карпатами поверхность М поднимается в юго-восточном направлении. За окраинным глубинным разломом в Закарпатском прогибе она испытывает скачкообразный подъем от 50 до 31 км, при этом под Закарпатским прогибом располагается на отметках 25—26 км.

Береговский раздом, отделяющий Закарпатский прогиб от Паннонской впадины, сопровождается еще одним скачкообразным поднятием поверхности М амплитудой

6—7 км. В пределах Паннонской впадины поверхность М расположена на глубинах 19—20 км.

Восточные Карпаты характеризуются нестабильностью как мощностей коры, так и ее разрезов по простиранию структур. В частности, отмеченные максимальные глубины до поверхности М в северо-западном направлении уменьшаются. Так, например, под Скибовой зоной в районе Урожа они не превышают 48 км. Севернее Ужгорода в приводораздельной части Восточных Карпат мощность коры 38 км.

Сейсмические исследования позволили расшифровать внутреннее строение коры (рис. 30), подтвердив намечаемое по геологическим данным многоярусное строение складчатого комплекса Восточных Карпат. Мезозойско-кайнозойский комплекс имеет максимальную вертикальную мощность в пределах Скибовой и Кросненской зон (до 6—7 км) и, по-видимому, не более 3—4 км в пределах Магурской зоны. В Закарпатском прогибе под слабо нарушенным покровом позднекайнозойских накоплений развиты интенсивно дислоцированные отложения палеоцена, мела и юры, залегающие непосредственно на доальпийском складчатом основании. Для комплекса отложений мезозойского и кайнозойского возраста в Восточных Карпатах характерно быстрое возрастание граничных скоростей с глубиной от 2,5 до 5,8 км/сек, тогда как в Предкарпатском и Закарпатском прогибах скорости в этом комплексе оказываются заметно меньшими (1,7—5,0 км/сек).

Для поверхности доальпийского складчатого комплекса типичны изменчивые граничные скорости (5,5—6,0 км/сек). При этом под Чоп-Мукачевской впадиной залегает более скоростной, вероятно, сильно метаморфизованный комплекс со скоростями 6,1—6,5 км/сек. Вертикальная мощность доальпийского складчатого комплекса Предкарпатского прогиба, Скибовой и Кросненской зон достигает 10—12 км. Под Магурской зоной она сокращается до 6—8 км и не превышает 5—6 км под Чоп-Мукачевской впадиной. Этот комплекс имеет пластовые скорости 5,8—6,0 км/сек. Сейсмические характеристики для нижней части гранитного слоя отсутствуют.

Поверхность базальтового слоя под Восточными Карпатами находится на глубинах 18—23 км. Для его верхней части типичны скорости 6,6 км/сек, а для нижней 7,3—7,4 км/сек.

Под Восточными Карпатами и Предкарпатским краевым прогибом не установлены слои с пониженными скоростями, тогда как под Чоп-Мукачевской впадиной они присутствуют как внутри гранитного слоя, так и в основании базальтового слоя. Особенно интересен нижний слой пониженных скоростей, располагающийся непосредственно на поверхности М. Он выделяется по аномально малым значениям $v_п$, равным 6,4 ± 0,2 км/сек (рис. 31). Изучение влияния разогретости глубинных недр и других факторов позволило А. В. Чекунову и др. сделать заключение о том, что основной причиной возникновения этого слоя является кислый состав пород, залегающих в основании коры.

В целом для Восточных Карпат и Предкарпатского прогиба характерно согласное залегание сейсмических слоев и границ в коре, начиная от альпийского флишевого комплекса и кончая поверхностью М. При этом они поднимаются как в сторону Закарпатского прогиба, так и в направлении Европейской платформы.

Характеристика динамических особенностей сейсмической записи свидетельствует, что кристаллический фундамент платформы не продолжается далеко вглубь Предкарпатского прогиба, где, как упоминалось, распространены палеозойские и рифейские складчатые комплексы. Контакт этих разновозрастных оснований мезозойско-кайнозойского чехла проходит вдоль безамплитудного глубинного разлома, зафиксированного при сейсмических исследованиях. Как упоминалось, глубинные разломы, подтвержденные сейсмическими данными, отделяют структуру Восточных Карпат от структур Закарпатья. Таким образом, структура Восточных Карпат как бы выполняет крупную тектоническую депрессию (трог), сформировавшуюся в процессе их тектонического развития.

Восточные Карпаты характеризуются повышенным тепловым потоком. Согласно Р. И. Кутасу и В. В. Гордиенко, для Предкарпатского краевого прогиба тепловой поток равен 1,25 мкал/сек·см², а в Карпатском складчатом сооружении он возрастает в полтора-два раза (1,7—2,0 мкал/сек·см²). Еще большие значения теплового потока в Закарпатском прогибе (2,0—

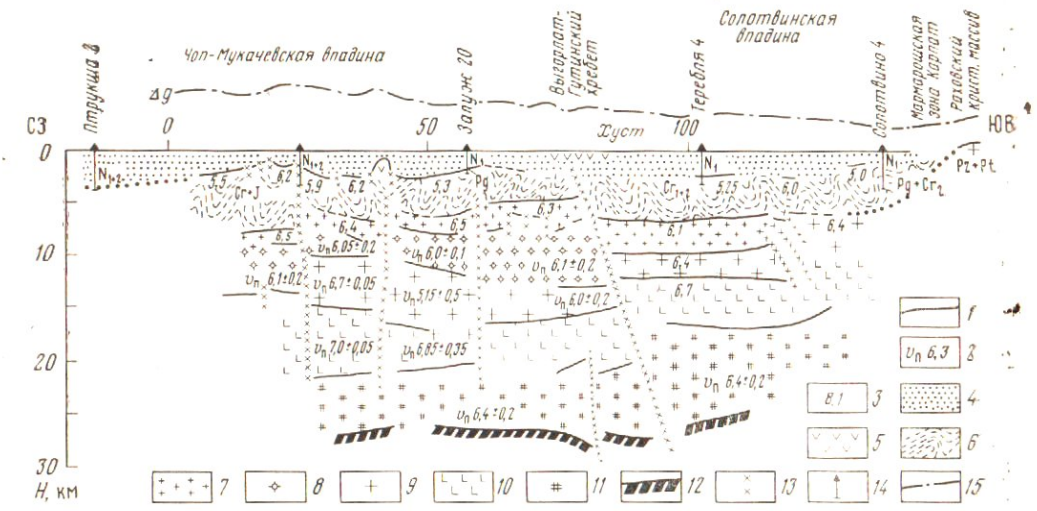


Рис. 31. Сейсмический разрез земной коры в Закарпатском прогибе (Гайко, Ливанова, Чекунов, 1970)

1 — сейсмические границы в земной коре; *2* — пластовая скорость, км/сек; *3* — граничная скорость, км/сек; *4* — неогеновая моласса; *5* — вулканиты в осадочном чехле; *6* — мезозойско-палеогеновое складчатое основание Закарпатского прогиба; *7* — палеозойский (?) метаморфизованный фундамент; *8* — докембрийский (?) кристаллический комплекс; *9* — гранитный слой; *10* — базальтовый слой; *11* — слой пониженной скорости в основании земной коры; *12* — поверхность Мохоровичича; *13* — разломы; *14* — буровые скважины; *15* — кривая Δg.

2,3 мкал/сек·см²). В обратном соответствии с распределением теплового потока находятся глубины до высокопроводящего слоя в верхней мантии. С северо-востока на юго-запад в названных структурах они оцениваются в 300, 200 и 180 км (Хоменко, 1971). Эти данные свидетельствуют о несомненном влиянии глубоких подкоровых слоев на формирование структур Восточных Карпат.

КАВКАЗСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Во внешней ветви Альпийского пояса Кавказская складчатая система непосредственно не связана с какими-либо другими крупными складчатыми структурами. Она вытянута прямолинейно в западо-северо-западном направлении почти на 1300 км при ширине в центральной части 70—150 км и на окраинах не более 20—30 км.

Основные результаты совместного изучения геологической структуры и глубинного строения Кавказской складчатой системы освещены в работах: М. С. Абакелия (1971), М. В. Авдулова (1969), А. А. Али-Заде и др. (1968), Б. К. Балавадзе (1967), Р. М. Гаджиева (1965), Г. В. Краснопевцевой, Б. А. Матушкина и Е. А. Попова (1967), Г. В. Краснопевцевой, Б. А. Матушкина и В. И. Шевченко (1970), Б. А. Матушкина (1968), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), И. А. Резанова и В. И. Шевченко (1970) и в трудах многих других исследователей, а также в сборниках «Глубинное строение Кавказа» (1966), «Некоторые вопросы физики Земли» (1972) и др.

Древнее кристаллическое основание Кавказской складчатой системы на земную поверхность выступает лишь в осевой части мегантиклинория, где развиты предположительно протерозойские толщи амфиболовых и слюдяных сланцев, гнейсов и амфиболитов и верхнепротерозойские (?) — нижнепалеозойские

толщи хлоритовых сланцев, филлитов и других метаморфических пород. Ряд исследователей предполагают, что обе толщи принадлежат к одному стратиграфическому комплексу, измененному в условиях разных фаций метаморфизма. Его мощность оценивается в 8—10 км.

На этом древнем байкальском метаморфическом основании лежат палеозойские отложения, собранные в складки кавказского (западно-северо-западного) простирания. Они в разной степени метаморфизованы и прорваны интрузиями гранитоидов и основных интрузивных пород. На северном склоне Большого Кавказа палеозойские отложения имеют возраст от силура до нижнего карбона и образованы эвгеосинклинальными терригенными и эффузивными толщами мощностью до 10—11 км. Верхний палеозой здесь представлен орогенным комплексом главным образом обломочных отложений мощностью 2—3 км. На южном склоне известны средне- и верхнепалеозойские терригенные и частью эффузивные геосинклинальные толщи значительно меньшей мощности. В осевой части Большого Кавказа средний палеозой был открыт недавно и пока слабо изучен.

Альпийский геосинклинальный комплекс несогласно перекрывает как байкальские, так и герцинские структуры. На северном склоне Большого Кавказа он включает отложения от лейаса до эоцена, а на южном склоне — от перми — триаса и также до эоцена. Сложностью и неравномерностью распределения отличается верхняя часть альпийского комплекса (начиная с верхней юры), формировавшаяся в условиях резко дифференцированных тектонических движений. Олигоценовые и более молодые кайнозойские накопления, распространенные на окраинах Кавказской складчатой системы, связаны с орогенным этапом ее развития. К мезозою относятся гипабиссальные тела основных пород и небольшие интрузии гранитоидов. В пределах Большого Кавказа кайнозойский возраст имеют вулканические постройки липаритового и липарито-дацитового состава в районе Эльбруса и андезито-дацитового состава в районе Казбека.

На севере Кавказской складчатой системы расположены Индоло-Кубанский (глубина до 12 км) и Терско-Каспийский (10—12 км) краевые прогибы, разделенные Минераловодским выступом. Внешние (северные) склоны этих прогибов расположены на палеозойском и допалеозойском складчатом фундаменте Скифской плиты, а внутренние борта в структурном отношении тесно связаны со складчатыми структурами мегантиклинория Большого Кавказа. В строении краевых прогибов участвуют верхнемезозойские и кайнозойские осадочные толщи. В Восточно-Кубанском прогибе лейас частично представлен вулканогенными образованиями.

Для краевых прогибов типична большая мощность кайнозойских отложений (до 5—7 км). Кроме этих прогибов на северном склоне выделяется Кусаро-Дивичинский прогиб, наложенный на юго-восточную окраину Кавказской складчатой системы. В бассейне Среднего Каспия этот прогиб сливается с Терско-Каспийским краевым прогибом, образуя Северо-Апшеронскую впадину, где фундамент опущен на большую глубину (до 14 км).

Мегантиклинорий Большого Кавказа отделен от краевых прогибов крупными разломами. В его центральной части последовательно с севера на юг выделен ряд зон, различных по особенностям строения и геологического развития. На севере расположена Лабино-Малкинская зона субплатформенного типа, сложенная полого дислоцированными терригенными отложениями юры мощностью до 3—4 км. С юга эта зона ограничена Пшекиш-Тырныаузской зоной разломов шириной 2—10 км. В строении последней участвуют палеозойские и мезозойские сложно смятые геосинклинальные толщи.

Южнее протягивается зона горст-антиклинория Главного хребта, образованная палеозойскими и допалеозойскими складчатыми комплексами, а также гранитоидами. За этой зоной простирается Сванетская зона, где на большом протяжении отсутствует значительное несогласие между герцинским и альпийским структурными этажами. Юра здесь представлена терригенными и вулканогенными толщами мощностью не менее 7 км. Глубинный разлом отделяет

эту зону от расположенной на крайнем юге Абхазо-Рачинской зоны, в которой также полно представлен весь альпийский геосинклинальный комплекс (от юры до эоцена включительно). Мощность этого комплекса свыше 7—8 км. От структур Куринской впадины Абхазо-Рачинская зона отделена Кахетино-Лехчумским глубинным разломом. Обе южные зоны прослеживаются вдоль всего южного склона Большого Кавказа. При этом их структурные и фациальные особенности не остаются постоянными по простиранию.

Зона горст-антиклинория Главного хребта имеет небольшую протяженность и быстро погружается по простиранию как в западном, так и в восточном направлениях. Структура Лабино-Малкинской зоны в юго-восточном направлении становится более сложной, причем в том же направлении возрастает мощность юрских отложений. В Дагестане она превышает 9 км. На западном и восточном погружениях мегантиклинория Большого Кавказа складчатые структуры выполаживаются. Здесь отсутствуют значительные несогласия между геосинклинальным и орогенным комплексами отложений.

В магнитном поле мегантиклинорий Большого Кавказа выражен слабо дифференцированными отрицательными аномалиями невысокой интенсивности, вытянутыми по простиранию альпийских структур Кавказа. Такого же типа аномалии отмечены Я. П. Маловицким и др. на простирании кавказских структур и к югу от Таманского и Керченского полуостровов, что, возможно, свидетельствует о продолжении кавказских структур под водами Черного моря. Между Феодосией и Судаком крымские аномалии простираются на северо-восток, а кавказские — на юго-запад. Это указывает на кулисообразный характер сочленения крымских и кавказских складчатых комплексов.

К востоку от Апшеронского полуострова полоса отрицательных кавказских аномалий сменяется резкой градиентной ступенью, вытянутой вдоль всего Апшеронского порога. Здесь, как отмечалось, простирается крупная зона разломов.

Наиболее погруженные площади Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского краевых прогибов обрисованы положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности, вероятно, связанными с толщами эффузивов в складчатом основании или чехле указанных прогибов. Менее вероятно предположение о связи этих аномалий с крупными интрузиями гипербазитов в фундаменте, так как в зонах распространения положительных магнитных аномалий не наблюдается повышенных значений аномалий силы тяжести. Краевой Кахетино-Лехчумский глубинный разлом подчеркнут цепью отрицательных магнитных аномалий, высокой интенсивности, геологическая природа которых остается неясной.

В гравитационном поле мегантиклинорий Большого Кавказа выражен несколькими отрицательными аномалиями, расположенными кулисообразно. Такое расположение аномалий, вероятно, отражает сложную блоковую структуру фундамента геосинклинальных толщ. Интенсивность гравитационных аномалий Большого Кавказа примерно та же, что и на Скифской плите. Лишь в его наиболее поднятой части обособляется сравнительно глубокий гравитационный минимум, аналогичный минимумам многих других крупных горно-складчатых сооружений.

На западном погружении мегантиклинория Большого Кавказа гравитационный минимум сменяется максимумом, продолжающимся в область Горного Крыма. В противоположность этому на его восточном погружении максимумы аномалий силы тяжести незначительны и спокойно переходят в область пониженных значений аномалий силы тяжести Апшеронского порога. Вдоль последнего протягивается крупная гравитационная ступень.

Терско-Каспийский и Индоло-Кубанский краевые прогибы подчеркнуты гравитационными минимумами, не обособленными резко от отрицательного поля мегантиклинория Большого Кавказа. Отсутствуют четкие градиентные ступени вдоль зон глубинных разломов внутри мегантиклинория и вдоль его южного ограничения. По-видимому, глубинные разломы здесь проходят внутри сред, слабо дифференцированных по плотности.

Сейсмические исследования свидетельствуют о неоднородности глубинного строения Кавказской складчатой системы. Разрез ГСЗ, проведенный от Азовского моря через Керченский полуостров в районе Черного моря, показал, что область возможного сочленения кавказских и крымских структур простирается вдоль зоны выклинивания гранитного слоя. Мощность коры к югу от Керченского полуострова не превосходит 36—38 км, ее консолидированная часть здесь сокращена до 20—25 км и только южнее г. Керчи в рельефе поверхности М фиксируется небольшой прогиб, где отмечается гранитный слой сравнительно большой мощности (10—12 км). В 100 км на юг от Керченского полуострова гранитный слой выклинивается (см. рис. 18).

В пределах континентальной части Кавказская складчатая система методами глубинных сейсмических исследований изучена по трем основным пересечениям, расположенным в западной, центральной и восточной ее частях. Изучение этих пересечений показало, что мощность коры закономерно возрастает в восточном направлении при некоторых общих чертах ее строения.

Западное пересечение проведено от пос. Архипово-Осиповки на Черноморском побережье вкрест простирания мегантиклинория Большого Кавказа, там, где эта структура подчеркнута относительными максимумами аномалий силы тяжести. Здесь по данным сейсмических исследований под мегантиклинорием Большого Кавказа установлен прогиб в рельефе поверхности М глубиной до 45—46 км (Номеранцева и др., 1969). Под поверхностью М выделен переходный слой от коры к мантии мощностью 3—4 км. Нижняя часть коры образована сравнительно низкоскоростным базальтовым слоем ($v_г$ 6,5 км/сек) мощностью 12—15 км. Над ним лежит гораздо более мощный гранитный слой ($v_г$ 6,0 км/сек) мощностью до 30 км. Верхняя часть гранитного слоя, соответствующая мезозойско-кайнозойскому складчатому геосинклинальному комплексу, отделена от нижней поверхностью раздела, расположенной на глубине 7—8 км.

От сопредельного Индоло-Кубанского краевого прогиба мегантиклинорий Большого Кавказа отделен субвертикальным разломом, простирающимся до глубины не менее 20—25 км. Структура коры Индоло-Кубанского прогиба характеризуется обратными соответствиями, а именно: сложному прогибу в рельефе фундамента отвечает поднятие поверхности М (до 40 км). Для верхней мантии характерна нормальная скорость — 8,1 км/сек.

Другой разрез свидетельствует об особенностях строения центральной части Кавказской складчатой системы вдоль профиля Степное—Бакуриани. Общие черты строения коры мегантиклинория сохраняются: кора представляется двухслойной с мощностью базальтового слоя значительно меньшей, чем мощность гранитного слоя. Общая мощность коры здесь возрастает до 55—56 км при глубине залегания поверхности М 50—51 км. Поверхность базальтового слоя ($v_г$ 6,5—6,7 км/сек) выражена нечетко. Отмечается возрастание скоростей вниз по разрезу как в гранитном (до 6,4 км/сек), так и в базальтовом (до 7,5 км/сек) слоях. Вдоль поверхности М $v_г$ равна 8,2 км/сек.

Важной особенностью этого пересечения Кавказской складчатой системы является рельеф поверхности М. Во многих работах по глубинному строению Кавказа отмечается, что ее глубокий прогиб («корень») охватывает целиком весь мегантиклинорий Большого Кавказа, тогда как в действительности он располагается только под северной Лабино-Малкинской зоной (рис. 32), там, где простирается палеозойская эвгеосинклинальная структура. Зоне горст-антиклинория Главного хребта в рельефе поверхности М отвечает борт этого прогиба, а Сванетской и Абхазо-Рачинской зонам соответствует поднятие поверхности М до отметок 41—42 км. Таким образом, по уровню глубин до поверхности М южные зоны Кавказа близки к Куринской впадине.

Соответственно изменяются и глубины до базальтового слоя. Они уменьшаются с севера на юг. В том же направлении уменьшается и вертикальная мощность кристаллического основания геосинклинальных комплексов. Под южными зонами вертикальная мощность этих комплексов не превышает 15—16 км, т. е. в два раза меньше, чем под зоной горст-антиклинория Главного хребта. Все это свидетельствует о различиях строения коры, непосредственно

не связанных с этапами формирования неотектонической структуры Кавказа.

Восточное пересечение Кавказской складчатой системы по профилю Волгоград—Нахичевань свидетельствует о дальнейшем возрастании глубин до поверхности М под Большим Кавказом до 56—58 км главным образом в резуль-

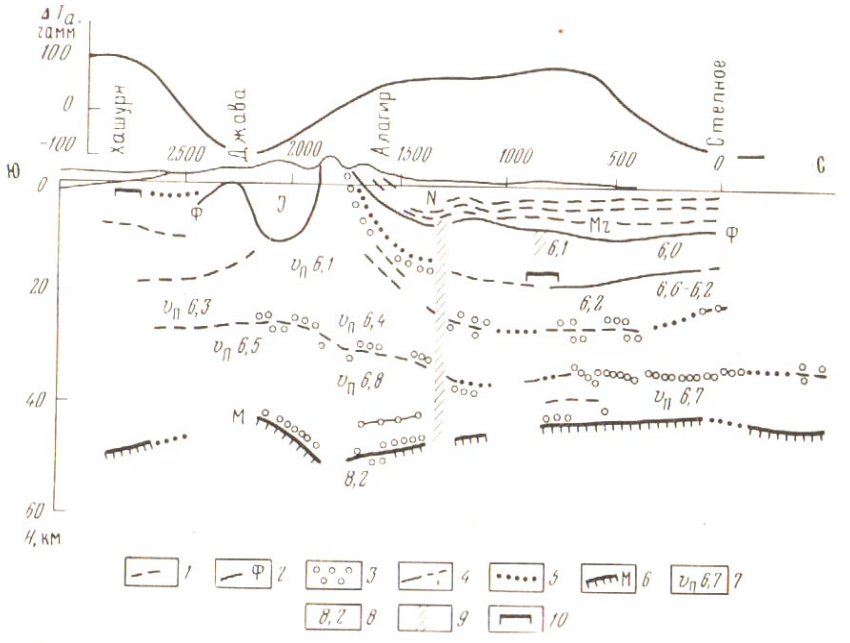


Рис. 32. Сейсмический разрез земной коры через Скифскую плиту и Кавказскую складчатую систему по профилю Степное — Бакуриани (Краснопевцева и др., 1969)

1 — границы в осадочной толще; *2* — поверхность фундамента; *3* — отражающие горизонты; *4* — сейсмические границы в консолидированной коре по уверенным данным (пунктир — менее уверенные данные); *5* — интерполяция сейсмических границ; *6* — поверхность Мохоровичича; *7* — пластовая скорость, км/сек; *8* — граничная скорость, км/сек; *9* — разломы (зоны нарушения корреляции сейсмических волн); *10* — верхняя кромка магнитовозмущающих масс

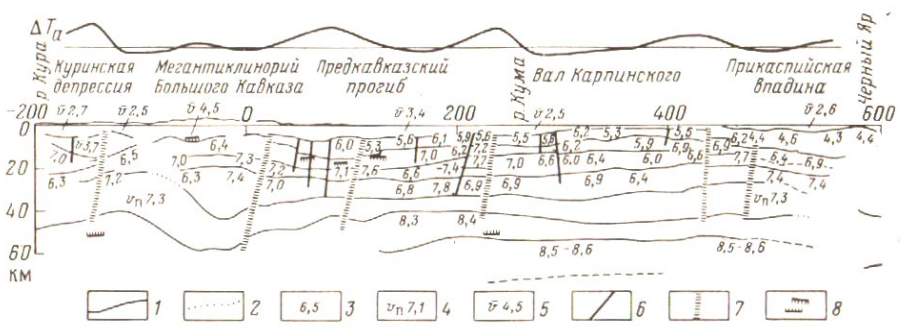


Рис. 33. Сейсмический разрез земной коры через Кавказскую складчатую систему и Скифскую плиту по профилю Волгоград — Нахичевань (Краснопевцева и др., 1967)

1 — границы, построенные по достоверным материалам ГСЗ; *2* — границы предположительные; *3* — граничные скорости, км/сек; *4* — пластовые скорости, км/сек; *5* — средние скорости, км/сек; *6* — зоны аномальной сейсмической записи, возможно, связанные с разрывными нарушениями; *7* — предполагаемые разломы по данным ГСЗ; *8* — верхние и нижние кромки магнитовозмущающих масс

тате разрастания мощности базальтового слоя (до 38—40 км). Мощность гранитного слоя здесь уменьшается до 18—20 мк, из которых на дислоцированные комплексы геосинклинальной юры Дагестана приходится до 8—9 км. Как и на центральном пересечении, прогиб в рельефе поверхности М приходится только на северный склон Большого Кавказа, а структурам южного склона соответствует поднятие поверхности М (рис. 33).

Имеющиеся подробные данные о значениях граничных скоростей вдоль поверхности фундамента юрских геосинклинальных толщ Дагестана показывают, что он, по-видимому, сложен неодинаковыми по составу кристаллическими породами. В целом наблюдаемые здесь граничные скорости значительно большие (5,6—6,4 км/сек), чем, например, вдоль фундамента Скифской плиты (5,2—5,9 км/сек), где геосинклинальный палеозой собран в складки, но не сильно изменен.

Изменчивость граничных скоростей вдоль поверхности базальтового слоя (6,2—7,4 км/сек) указывает на латеральную неоднородность его состава. Как и вдоль центрального пересечения, в основании коры Восточного Кавказа лежит высокоскоростной горизонт базальтового слоя ($v_п$ 7,3 км/сек).

Обращает на себя внимание резкое несоответствие между субгоризонтальным положением поверхности базальтового слоя и поверхностью высокоскоростного горизонта, который в общих чертах повторяет очертания поверхности М. Это дает основание предполагать, что высокоскоростной горизонт генетически связан с поверхностью М и, возможно, отражает в основании коры зону распространения регионально проявленной эклогитизации. Наблюдения свидетельствуют о бо́льшей сейсмической резкости поверхности высокоскоростного слоя, по сравнению с поверхностью М.

Терско-Каспийский краевой прогиб характеризуется менее отчетливым поднятием поверхности М, чем Индоло-Кубанский.

Важно подчеркнуть, что скоростные характеристики консолидированной коры в зоне отмеченных ранее магнитных максимумов на 0,3—0,5 км/сек больше, чем в соседних районах Скифской плиты. Это подтверждает предположение о связи их с внедрением в кору крупных магнитоактивных магматических тел.

Восточное окончание Кавказской складчатой системы в районе Каспийского моря сейсмическими методами изучено недостаточно. Однако установлено, что к югу и юго-западу от Апшеронского полуострова наблюдается быстрый подъем поверхности М и значительное сокращение мощности гранитного слоя. Эти данные не позволяют искать продолжение структур Большого Кавказа к югу от Апшеронского порога. Что же касается самого Апшеронского порога, то и здесь резко сокращенные мощности консолидированной коры указывают на отсутствие под ним сколько-нибудь четко выраженных кавказских структур.

Приведенные данные дают возможность рассматривать Кавказскую складчатую систему в качестве крупного, но относительно локального образования в толще коры с неодинаковым ее строением как вдоль, так и вкрест простирания геологических структур. Изменчивость строения коры, по-видимому, связана со многими этапами ее геологического развития, включая палеозойский.

ЧЕРНОМОРСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Черноморская депрессия включает Черноморскую впадину и ее восточное продолжение на суше — Рионскую впадину. Западным окончанием депрессии является расположенная в Болгарии Бургасская впадина.

На всем протяжении глубоководную котловину обрамляют крутой континентальный склон и узкая полоса шельфа. Лишь на северо-западе, где глубоководная котловина сочленяется со Скифской плитой, крутизна континентального склона становится не столь значительной и шельф занимает обширную площадь. На востоке шельф сливается с Колхидской низменностью, расположенной в центральной части Рионской впадины. Ее окраины охватывают предгорья Большого Кавказа и Аджаро-Триалетских гор.

Представления о геологическом строении Рионской впадины основаны на результатах геологических и геофизических исследований, тогда как материалы о строении Черноморской впадины включают только данные геофизических работ.

Вопросам изучения глубинного строения и геофизических полей Черноморской и Рионской впадин посвящены работы И. А. Гаркаленко и

В. С. Белокурова (1971). В. П. Гончарова, Ю. П. Непрочнова и А. Ф. Непрочновой (1972), Г. В. Краснопевцевой (1966), Я. П. Маловицкого и др. (1971), А. П. Милашина (1968), А. Ф. Непрочновой (1970), А. В. Чекунова (1972), книга «Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы» и многие другие.

Основанием осадочного чехла Рионской впадины являются нижнепалеозойские и верхнепротерозойские регионально метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи, слагающие Закавказский срединный массив. На земную поверхность они выступают в Дзирульской глыбе, где эти толщи имеют северо-западное простирание и прорваны позднепалеозойскими интрузиями гранитоидов. Осадочный чехол на побережье Черного моря по сейсмическим данным имеет мощность 8—9 км. На восток поверхность фундамента ($v_г$ 6,0 км/сек) поднимается и, соответственно, мощность осадочного чехла уменьшается. На западных склонах Дзирульской глыбы она не превышает 3—4 км. В строении осадочного чехла участвуют толщи мезозоя (начиная со средней юры) и полный разрез кайнозойских отложений. Осадочный чехол сложен в широкие пологие складки, выполаживающиеся в сторону Черного моря.

Переход от Рионской впадины к Черноморской впадине известен по одному региональному сейсмическому профилю, который свидетельствует о спокойном погружении осадочной толщи в западном направлении. Очень пологие дислокации кайнозойских и верхнемеловых отложений наблюдались в районе Гудаутской банки. К северо-западу от нее, по материалам сейсмоакустических исследований, мало уплотненный и ненарушенный кайнозойский осадочный чехол лежит на более древнем складчатом фундаменте. Складки фундамента имеют кавказское (западо-северо-западное) простирание. Аналогичные данные получены и для окраин Черноморской впадины непосредственно к югу от Крыма, где стратиграфический контакт между мощными мало уплотненными толщами, выполняющими внутренние районы Черноморской впадины, и дислоцированными отложениями таврической серии был прослежен почти до подножия континентального склона.

Сейсмические исследования показали, что Черноморская впадина ниже водного слоя выполнена толщей осадочных отложений мощностью от 2 до 15 км. В ней отмечено несколько сейсмических границ с $v_г$, меньшими и более постоянными в глубоководной котловине, по сравнению с районами континентального склона и шельфа. Этой же особенностью характеризуется и распределение средних скоростей.

Из выделенных сейсмических границ во внутренних районах Черноморской впадины опорными в осадочной толще признаны: в верхней части — раздел с $v_г$ 3,0 км/сек и в средней — раздел с $v_г$ 4,0—4,5 км/сек (Непрочнова, 1970). Верхний раздел рассматривается в качестве подошвы отложений антропогена — верхнего плиоцена. Нижний раздел сопоставляется с кровлей карбонатных и терригенных отложений верхнего мела—эоцена. С учетом такой стратификации сейсмических границ максимальные мощности олигоценовых и более молодых отложений для глубоководной котловины оцениваются в 5—6 км. На континентальном склоне и в пределах шельфа их мощность значительно меньше.

Суммарная мощность эоценовых, верхнемеловых и более древних отложений на востоке и северо-востоке Черноморской впадины не превышает 1—2 км, тогда как в центральных районах она достигает 7—8 км, а в юго-западных превышает 9 км. Фундаментом осадочных толщ на периферии впадины служит гранитный слой ($v_г$ 5,8—6,3 км/сек), а в глубоководной котловине базальтовый слой ($v_г$ 6,8 км/сек).

Расчеты показали, что глубины до магнитовозмущающих тел как в Рионской, так и в Черноморской впадинах расположены в верхней части фундамента, поверхность которого фиксируется по результатам сейсмических работ. Таким образом, аномальное магнитное поле в значительной мере отражает особенности внутренней структуры фундамента. Исключение составляют южные районы Черноморской впадины, где магнитовозмущающие тела находятся либо на дне моря, либо немного глубже его дна.

Магнитные аномалии Рионской впадины свидетельствуют о гетерогенном строении фундамента. Для ее северной части установлены западо-северо-западные простирания слабых отрицательных и нормальных аномалий, а для южной ячеистые положительные и отрицательные аномалии, вытянутые в субширотном направлении. Как те, так и другие аномалии простираются в Черноморскую впадину, где Я. П. Маловицким и др. выделены три различно устроенные зоны магнитных аномалий (рис. 34).

Для расположенной на северо-востоке Прикавказской зоны характерны линейные аномалии кавказского простирания. Ширина этой зоны до 150 км при длине около 700 км. В ней обособленные положения занимают внешняя полоса нормальных и отрицательных аномалий и внутренняя полоса положительных аномалий. Аномалии внешней полосы сливаются с аналогичными по

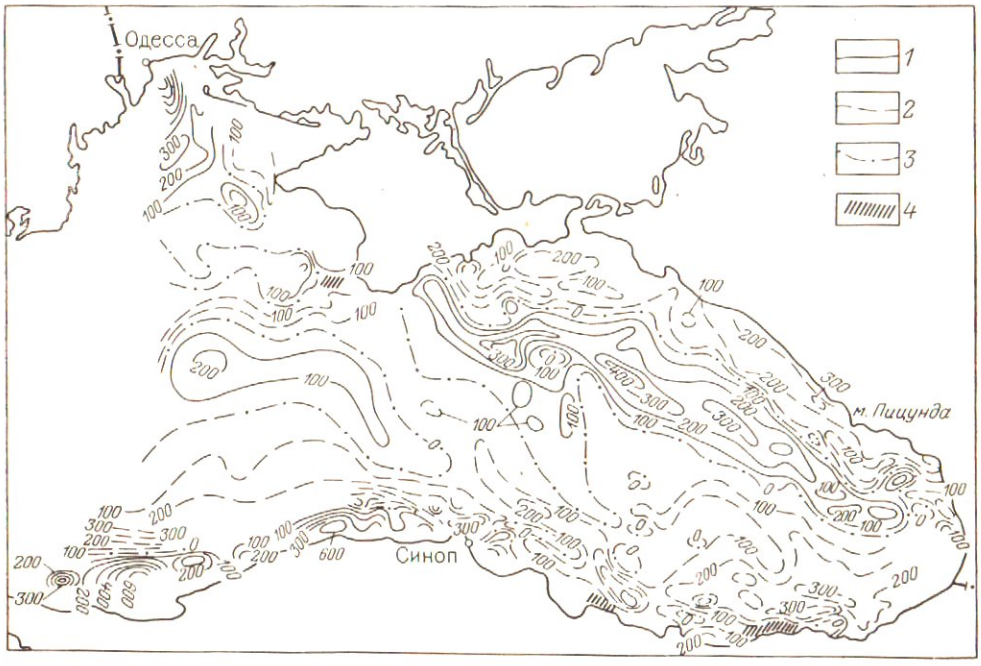


Рис. 34. Карта магнитных аномалий ΔT (в гаммах) акватории Черного моря (Маловицкий и др., 1971)

1 — $\Delta T > 0$; *2* — $\Delta T < 0$; *3* — $\Delta T \approx 0$; *4* — сплошное знакопеременное поле.

типу и знаку аномалиями северной половины Рионской впадины, что указывает на продолжение структур Закавказского срединного массива в пределы северо-восточной окраины Черноморской впадины. Внутренней полосе интенсивных положительных аномалий, по-видимому, отвечает эвгеосинклинальный комплекс, не представленный в позднебайкальских структурах фундамента Рионской впадины. Прикавказская зона магнитных аномалий образует четкое торцовое сочленение с широтно ориентированными отрицательными аномалиями Горного Крыма.

Прианатолийская зона магнитных аномалий прослеживается на юге акватории Черного моря. Она имеет ширину 20—40 км и отличается мелкими, удлиненными и дифференцированными по напряженности и знаку субширотными аномалиями, вытянутыми согласно простираниям структур Понтийской складчатой системы. На окраине этой зоны, примыкающей к глубоководной котловине, преобладают отрицательные аномалии. Последние типичны для хребта Архангельского. На суше этой зоне соответствуют ячеистые аномалии южной окраины Рионской впадины.

Центрально-Черноморская зона охватывает глубоководную котловину. Для нее типичны крупные, главным образом отрицательные и в меньшей мере

положительные аномалии невысокой интенсивности. Для восточного блока этой зоны характерна северо-северо-западная, а для западного субширотная ориентировка магнитных аномалий. На северо-западе в области континентального склона субширотные аномалии глубоководной котловины образуют несогласный контакт с иначе ориентированными аномалиями Скифской плиты.

Торцовые и несогласные контакты аномалий глубоководной котловины с аномалиями сопредельных структур свидетельствуют об ее разломных ограничениях и древнем, по-видимому, допозднебайкальском возрасте фундамента.

Гравитационное поле Черноморской депрессии менее дифференцировано, чем магнитное. Для глубоководной котловины Б. К. Балавадзе отмечает двуглавый гравитационный максимум, вершины которого приходятся на ее западный и восточный блоки. По направлению к берегам интенсивность аномалий силы тяжести убывает. Относительно меньшими значениями аномалий силы тяжести характеризуются поднятие Андрусова и соседние районы глубоководной котловины.

Данные ГСЗ свидетельствуют о гетерогенном строении коры Черноморской депрессии (рис. 35). Так, расположенная в ее восточной части Рионская впадина характеризуется корой континентального типа (Красноперцева, 1966). В районе Дзирульской глыбы поверхность М ($v_г$ 8,2 км/сек) находится на глубине 41—42 км. Гранитный и базальтовый слои имеют мощности соответственно 10—14 и 25—28 км. Для разделяющей их поверхности базальтового слоя характерны $v_г$ 6,7—6,8 км/сек. В нижней части базальтового слоя так же, как и под Кавказской складчатой системой, наблюдается сейсмически четкая поверхность раздела с $v_г$ 7,3—7,5 км/сек, что указывает на общность фундамента в пределах этих смежных, но различных по истории развития в альпийский этап структур. В направлении к Черному морю поверхность М и поверхность базальтового слоя полого поднимаются. В районе Гудаутской банки они расположены соответственно на глубинах 27—28 и 12—14 км. При этом мощность гранитного слоя здесь не превышает 5—7 км. У края континентального склона гранитный слой полностью исчезает. Здесь кора сложена осадочной толщей (8 км) и базальтовым слоем (13—15 км). Границей гранитной и безгранитной коры служит глубинный разлом.

Вся центральная глубоководная часть Черноморской депрессии характеризуется безгранитной корой. При этом для ее восточного блока мощность осадочной толщи не превосходит 6—8 км; мощность базальтового слоя достигает 11—14 км, а в пределах поднятия Андрусова она увеличивается до 16—18 км. По сейсмическим данным восточный блок отделен от западного глубинным разломом. В нем мощность базальтового слоя уменьшается до 4—5 км, тогда как мощность осадочной толщи возрастает до 14—15 км. Примерно таким же соотношением мощностей характеризуется и наиболее погруженная юго-западная часть глубоководной котловины. Поверхность М ($v_г$ 8,0—8,2 км/сек) здесь расположена на минимальных глубинах (18—20 км).

В направлении к Скифской плите мощность базальтового слоя постепенно становится больше и у континентального склона появляется гранитный слой. В области шельфового мелководья на северо-западе Черного моря мощности гранитного слоя возрастают, тогда как мощность осадочного слоя сокращается примерно в два раза. Поверхность М здесь находится на глубинах 28—30 км.

Ялтинский, Керченский и другие меридиональные профили ГСЗ, пройденные к югу от Крымского полуострова, показали, что гранитный слой в направлении к глубоководной котловине становится тоньше и полностью выклинивается у подножия континентального склона. Здесь простирается падающий круто на север глубинный разлом, к которому тяготеют гипоцентры землетрясений. Мощность гранитного слоя в этой зоне вполне соизмерима с мощностью таврической серии. В связи с этим создается впечатление, что эта серия залегает здесь непосредственно на базальтовом слое.

По-видимому, вдоль континентального склона происходит выклинивание гранитного слоя и на юге Черного моря. Его наличие предполагается для Прианатолийской зоны, где американскими исследователями зарегистрированы

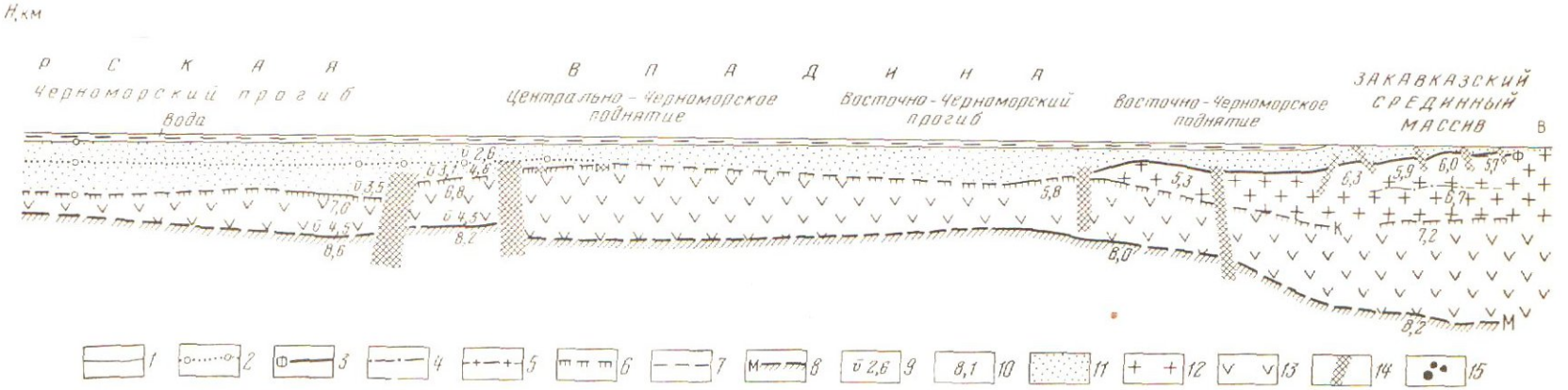


Рис. 35. Сейсмический разрез земной коры вдоль Черноморской впадины от Мизийской плиты до Закавказского срединного массива (Гаркаленко, Белокуров, 1971)

1 — поверхности в осадочной толще; *2* — глубины залегания преломляющих горизонтов в осадочной толще по сейсмическим данным (их предполагаемая корреляция — точечный пунктир); *3* — поверхность фундамента в Рионской впадине; *4* — поверхность палеозойских в разной мере дислоцированных отложений в пределах Мизийской плиты; *5* — кристаллический фундамент в пределах Мизийской плиты; *6* — поверхность базальтового слоя; *7* — поверхность раздела внутри базальтового слоя; *8* — поверхность Мохоровичича (сплошные линии — по сейсмическим данным, пунктир — по гравиметрическим данным); *9* — средняя скорость, км/сек; *10* — граничная скорость, км/сек; *11* — осадочная толща; *12* — гранитный слой; *13* — базальтовый слой; *14* — разломы; *15* — гипоцентры землетрясений

интенсивные отрицательные аномалии силы тяжести. В соседних районах Понтийской складчатой системы, как отметил Б. К. Балавадзе, мощность коры по сейсмологическим данным достигает 45—49 км.

В целом глубоководная котловина Черного моря представляет собой крупный ограниченный разломами конседиментационный овал опускания. Его формирование происходило с допозднемелового (доюрского?) времени на древней безгранитной коре. Важной особенностью всей Черноморской впадины, а равно и Южно-Каспийской впадины, являются пониженные величины теплового потока (менее 0,6 мкал/сек·см^2). Этим впадины внутренних морей существенно отличаются от впадин тихоокеанских окраинных морей, где значения теплового потока много выше (в среднем более 2 мкал/сек·см^2).

ЮЖНО-КАСПИЙСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

На западе Южно-Каспийская депрессия начинается Куринской впадиной, разделяющей Кавказскую и Малокавказскую складчатые системы. На востоке она оканчивается Западно-Туркменской впадиной, вклинивающейся между внешней и внутренней зонами Туркмено-Хорасанской складчатой системы. В промежутке между этими впадинами расположена Южно-Каспийская впадина, ограниченная лишь с юга Эльбурсской складчатой системой, тогда как на севере, в районе Среднего Каспия, граница ее условно проведена по разломам, протягивающимся вдоль Апшеронского порога. Протяженность Южно-Каспийской депрессии 1300 км, наибольшая ширина 250 км. Площадь ее около 260 км^2.

Для Южно-Каспийской депрессии, как и для Черноморской, характерны крупные неоднородности в глубинном строении коры, подчеркнутые различиями типов и напряженности аномалий потенциальных геофизических полей. Здесь также выделяется довольно обширная зона безгранитной коры. Наряду с этим Южно-Каспийская депрессия обладает большей мощностью коры (до 40 км) и осадочного чехла (до 23 км).

Прибрежные районы Куринской и Западно-Туркменской впадин имеют низинный рельеф. В сторону соседних складчатых систем низины переходят в предгорные возвышенности, а в направлении Южно-Каспийской впадины они сменяются вначале шельфом, а затем — отлогим континентальным склоном. Сглаженное дно глубоководной части Южно-Каспийской впадины расположено на глубинах до 980 м.

Результаты изучения геологической структуры и глубинного строения Южно-Каспийской депрессии освещены в работах Г. И. Аксеновича и др. (1962), А. А. Али-Заде и др. (1968), А. А. Гагельганца и др. (1958), Р. М. Гаджиева (1965), Г. В. Краснопевцевой (1966), Я. П. Маловицкого (1968), О. А. Одекова (1971), М. М. Раджабова и Р. Р. Ригера (1970), Г. Ш. Шенгелая (1968) и др. Значительные исследования по изучению глубинного строения земной коры в Западно-Туркменской впадине выполнены В. И. Лыковым и С. С. Чамо.

Преимущественно терригенные осадочные толщи, выполняющие Южно-Каспийскую депрессию, различно дислоцированы и имеют неодинаковую мощность. Они сильнее нарушены на западе Куринской впадины, в Картлинском прогибе, где наблюдаются хорошо развитые складки. Здесь распространены юрские, меловые и кайнозойские отложения мощностью до 3—4 км. Их фундамент обнажен западнее в пределах Дзирульской глыбы, где он представлен толщами метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Эти отложения более сильно смяты в складки на окраинах прогиба и гораздо менее в его осевой зоне.

Брахискладки, линейные складчатые дислокации и протяженные разрывы характерны для центральной части Куринской впадины, где мощность осадочных толщ возрастает до 8 км и местами достигает 14 км. Восточная часть Куринской впадины отделена от центральной поперечным Кюрдамирским (Талыш-Вандамским) поднятием фундамента, сводовая часть которого расположена на глубинах до 4—5 км. В Восточной части Куринской впадины фундамент

погружен на глубину 8—10 км. Здесь осадочные толщи очень слабо нарушены. В их строении участвуют плиоценовые и четвертичные молассы мощностью не менее 6—7 км. Более древние отложения, вероятно, представлены миоценом, палеогеном и, может быть, верхним мезозоем. Их фундаментом служат неоднородные по составу породы гранито-метаморфического комплекса ($v_г$ 6,1—6,7 км/сек).

Между Куринской и Южно-Каспийской впадинами простирается широкая (50—70 км) полоса брахискладок, четких в толще верхнекайнозойской молассы и гораздо менее рельефно выраженных в подстилающих карбонатных отложениях верхнего мела—эоцена. Эта полоса, начинающаяся в районе Шемахи, где ей соответствуют южные зоны Кавказской складчатой системы, по сейсмическим и аэромагнитным данным прослежена до низовий р. Куры и далее вдоль шельфа Каспийского моря в направлении г. Пехлеви в Иране, где она, вероятно, сливается с окраинной зоной линейных и куполовидных складок Эльбурсской складчатой системы.

Мощный осадочный чехол без каких-либо перерывов переходит из Куринской впадины в Южно-Каспийскую. В глубоководной части Южно-Каспийской впадины его мощность достигает 24—28 км. Обращает на себя внимание низкая скорость сейсмических волн в осадочном чехле, которая свидетельствует о его малом уплотнении. Судя по сейсмическим данным, осадочная толща здесь почти не дислоцирована. В прибрежных районах и в зоне Апшеронского порога ее фундаментом служит гранитный слой ($v_г$ 5,5—6,0 км/сек), тогда как в глубоководных районах Южного Каспия — базальтовый слой ($v_г$ 6,8—6,9 км/сек).

В южном направлении мощность осадочного чехла уменьшается и в предгорной полосе Эльбурса она не превосходит 12—14 км. Здесь, как и в Куринской впадине, ее верхняя половина сложена кайнозоем, тогда как в строении нижней половины участвуют мезозойские и, вероятно, верхне- и среднепалеозойские отложения. Их основанием на севере Ирана служит метаморфическая толща верхнего протерозоя, выступающая на земную поверхность близ г. Бендер-Шаха, недалеко от юго-восточного окончания Каспийского моря. Пока неясно, в какой мере область распространения этого метаморфического фундамента может быть протянута вглубь Южно-Каспийской впадины. Тем не менее возможно, что в ее центральных районах весь палеозой и мезозой образуют не затронутую складчатостью нижнюю часть осадочной толщи.

В центральной части Апшеронского порога мощности осадочных отложений столь же значительны, как и в Южно-Каспийской впадине (16—21 км). Здесь эта впадина сливается со структурами Северо-Апшеронского прогиба.

В сторону Южно-Каспийской впадины открываются Западно-Туркменская впадина и Прибалханский прогиб. Первая на востоке переходит в Кеймир-Окаремский синклинорий. Указанные структуры отделяют внешнюю (Копетдагскую зону Туркмено-Хорасанской складчатой системы от ее внутренней Хорасанской зоны).

Прибалханский прогиб имеет вид асимметричного грабен-синклинория. Его ширина сравнительно небольшая (до 70—80 км), но тем не менее мощность накопившихся здесь толщ очень велика (до 26 км). Предполагается, что этот прогиб выполнен кайнозойскими, мезозойскими, пермо-триасовыми и, может быть, еще более древними отложениями. В Каспийском море он теряет свои синклинорные очертания, так как на его продолжении в районе Апшеронского порога простирается только крутой склон поверхности фундамента, осложненный ступенчатыми сбросами.

В Западно-Туркменской впадине мощность осадочной толщи возрастает от 17 км на ее южных окраинах и до 20—21 км в районах, примыкающих к Прибалханскому прогибу. По-видимому, около половины мощности осадочной толщи здесь составляют кайнозойские отложения. В осадочной толще наблюдаются протяженные цепочки куполовидных складок, подходящих почти под прямым углом к структурам Копетдага. Ориентировка этих складок представляет собой как бы зеркальное отображение аналогичных по типу структур прибрежной полосы Куринской впадины.

Основные структурные элементы Южно-Каспийской впадины неодинаково выражены в особенностях строения аномального магнитного поля. Южная окраина Куринской впадины, располагающаяся на погребенных структурах Малокавказской складчатой системы, отличается положительными аномалиями. Для северной части впадины типичны нормальные и слабые отрицательные аномалии, на фоне которых выделяются гораздо более интенсивные отрицательные и положительные аномалии антикавказского северо-северо-западного или субмеридионального простирания. Эти аномалии, по-видимому, отражают внутреннюю структуру Закавказского срединного массива. Полоса куполовидных складок, ограничивающих с востока Куринскую впадину, в магнитном поле подчеркнута цепочками мелких положительных аномалий. Для магнитного поля Южно-Каспийской впадины типичны фон небольшой интенсивности, расплывчатые контуры крупных массивных положительных аномалий и удлиненные очертания мелких положительных аномалий.

Для магнитных аномалий Южно-Каспийской впадины характерны северо-восточные простирания. На севере, в зоне Апшеронского порога, они срезаются субширотной полосой интенсивных положительных аномалий, а на юге — отрицательными аномалиями, типичными для окраинных структур Эльбурсской складчатой системы. Таким образом, в аномальном магнитном поле Южно-Каспийская впадина, как и Черноморская, выступает в качестве обособленного блока, соответствующего очертаниям древнего срединного массива. Последний охватывает площадь и Западно-Туркменской впадины, аномальное магнитное поле которой аналогично полю Южно-Каспийской впадины.

В отличие от этих впадин в Прибалханском прогибе резко проявлены интенсивные положительные аномалии, образующие единую полосу вместе с того же типа аномалиями Предкопетдагского прогиба и Апшеронского порога.

Сложно и неоднородно строение гравитационного поля. Так, для Куринской впадины типичны относительно пониженные аномалии силы тяжести, в общем ориентированные в западно-северо-западном направлении, согласно с простиранием складчатых структур. На их фоне резко выделяется Талыш-Ванадамский гравитационный максимум, вытянутый от берегов Каспия поперек Куринской впадины. На окраинах впадина обрамлена крупными градиентными ступенями, которые особенно резко выражены в прибрежной полосе складок, разделяющей Куринскую и Южно-Каспийскую впадины. Южно-Каспийская и Западно-Туркменская впадины, в отличие от Черноморской, характеризуются пониженными значениями аномалий силы тяжести. Вдоль северной окраины Южно-Каспийской впадины простирается четко обрисованная градиентная ступень, соответствующая отмеченной выше зоне разломов вдоль Апшеронского порога. Эти и другие особенности распределения аномалий силы тяжести тесно связаны с особенностями строения и мощностей коры.

Мощность коры Южно-Каспийской депрессии и ее сейсмические характеристики так же изменчивы, как и в пределах Черноморской впадины. При этом не менее четко намечаются связи глубинного строения с геологической структурой.

В Куринской впадине под осадочным чехлом (2—14 км) залегает гранитный слой сокращенной мощности (0—10 км). Колебания граничных скоростей вдоль поверхности гранитного слоя (фундамента) от 5,8 до 6,7 км/сек (модальные значения 6,3 км/сек) свидетельствуют о его латеральной неоднородности и повышенной основности. Поверхность базальтового слоя имеет сложный рельеф. Местами она погружается до глубины около 20 км, местами же сильно приподнята. В зоне Талыш-Вандамского гравитационного максимума, как полагают М. М. Раджабов и Р. Р. Ригер, базальтовый слой лежит в основании осадочной толщи. Ее мощность здесь не превосходит 4—4,5 км. Граничные скорости вдоль поверхности базальтового слоя достигают 6,8 км/сек (рис. 36). Мощность базальтового слоя в Куринской впадине непостоянная. Обычно она больше 25 км. В зоне Талыш-Вандамского максимума она достигает 35—36 км, а в районе Ленкорани превышает 18—20 км. Рельеф поверхности М ($v_г$ 8,0—8,3 км/сек) сложный. Глубины до нее изменяются от 37 до 50 км.

Переход от Куринской впадины к Кавказской складчатой системе сопровождается быстрым увеличением мощности гранитного и базальтового слоев и соответственно мощности всей консолидированной толщи коры. Граница между этими структурами проходит по отчетливо выраженному глубинному разлому. Также по разлому граничит Куринская впадина с Малокавказской складчатой системой, мощность консолидированной толщи коры которой на 3—5 км больше, чем в Куринской впадине. Оба пограничных разлома достигают поверхности М. Однако сколько-нибудь крупных смещений по ней не отмечается. Приведенные данные указывают на обособленность структурного положения Куринской впадины от сопредельных складчатых систем.

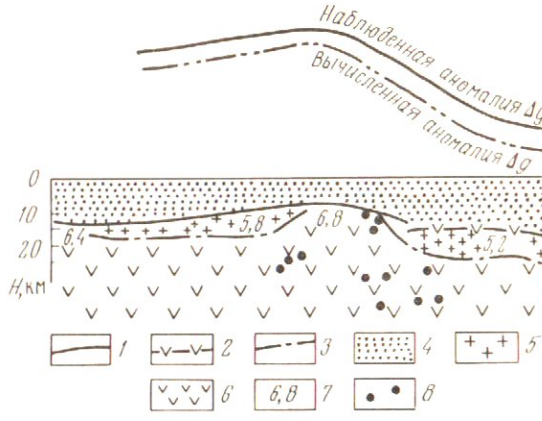


Рис. 36. Сейсмический разрез верхней части земной коры через Талыш-Вандамский гравитационный максимум (Раджабов, Ригер, 1970)

1 — поверхность консолидированной коры по сейсмическим данным; *2* — то же, достроенная по расчетным данным; *3* — поверхность базальтового слоя; *4* — осадочная толща; *5* — гранитный слой; *6* — базальтовый слой; *7* — граничная скорость, км/сек; *8* — точки дифракции

Переход от Куринской впадины в структуре Южно-Каспийской впадины, по-видимому, начинается уже в прибрежной части суши, где в районе г. Масаллы гранитный слой имеет предельно малую мощность (2—3 км). К востоку он полностью выклинивается, что подтверждено морским профилем ГСЗ, пройденным примерно вдоль берега между г. Астарой и Апшеронским полуостровом. Вдоль этого профиля мощная осадочная толща (10—23 км) с $v_{ср}$ 3,3—3,8 км/сек непосредственно лежит на базальтовом основании ($v_г$ 6,6—6,7 км/сек).

Данные о строении коры внутренних районов Южно-Каспийской впадины ограничены лишь одним разрезом ГСЗ, проведенным на юго-восток от Апшеронского полуострова. Этот разрез показал, что осадочная толща, имеющая мощность свыше 20 км, непосредственно налегает на поверхность базальтового слоя ($v_г$ 6,8 км/сек).

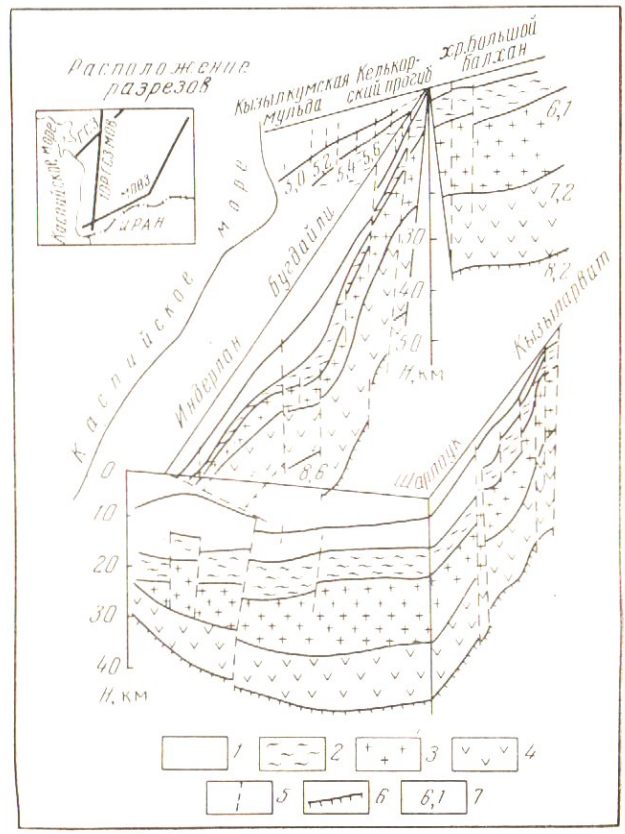


Рис. 37. Блок-диаграмма строения земной коры в Западно-Туркменской впадине по данным ГСЗ и работ с аппаратурой «Земля» (Одеков, 1971)

1 — осадочная толща; *2* — складчатый комплекс палеозоя (?); *3* — гранитный слой; *4* — базальтовый слой; *5* — разломы; *6* — поверхность Мохоровичича; *7* — граничная скорость, км/сек.

При этом мощность базальтового слоя здесь оценивается в 10—12 км. Соответственно суммарная мощность коры равна 30—32 км.

Безгранитная зона Южно-Каспийской депрессии, возможно, достигает прибрежной зоны Западно-Туркменской впадины. Здесь осадочная толща мощностью 12—15 км налегает на поверхность с граничной скоростью 6,6 км/сек. Последняя одними исследователями принимается за поверхность гранитного слоя, а другими — за поверхность базальтового слоя. Мощность консолидированной коры в прибрежной части этой впадины оценивается в 16—18 км (рис. 37). Если принять предлагаемый О. А. Одековым (1971) вариант о налегании осадочной толщи на гранитный слой, то мощность последнего в прибрежной зоне Западно-Туркменской впадины должна быть очень небольшой (до 5—6 км). Мощность базальтового слоя здесь оценивается в 11—12 км. В его нижней части выделяется высокоскоростной горизонт, ограниченный поверхностью с $v_г$ 7,5 км/сек. Поверхность М ($v_г$ 8,6 км/сек) здесь расположена на глубинах 28—30 км. К бортам Западно-Туркменской впадины мощность коры возрастает главным образом за счет увеличения мощности гранитного слоя.

Существенно иной разрез имеет кора Прибалханского прогиба. Под ним поверхность М ($v_г$ 8,2 км/сек) опущена на глубину до 53—55 км. Мощность консолидированной коры здесь увеличена почти в два раза по сравнению с Западно-Туркменской впадиной (25—28 км). Гранитный слой также гораздо мощнее (12—15 км). Как и на Туранской плите, глубинные границы в консолидированной толще коры образуют согласный изгиб с поверхностью фундамента. Приведенные данные дают основание полагать, что Прибалханский прогиб и Западно-Туркменская впадина не только являются генетически неодинаковыми, но были заложены и развивались на коре различного типа. Эти структуры разделены глубинным разломом, зафиксированным при глубинных сейсмических исследованиях.

СТРУКТУРЫ ЗАКАВКАЗЬЯ

Внутренняя ветвь Альпийского складчатого пояса на территории Закавказья представлена Малокавказской складчатой системой и примыкающей к ней с юга окраиной Мисхано-Зангезурского срединного массива *. Эта складчатая система образует дугообразный изгиб, обращенный выпуклой стороной на север.

По сравнению с близкими по возрасту структурами Большого Кавказа, Малокавказская складчатая система обладает рядом характерных особенностей. Для нее не типичен главный осевой антиклинорий. Вместо него наблюдаются кулисообразно подставляющие друг друга более мелкие антиклинорные и синклинорные структуры. Гораздо большей расчлененностью и более высокими значениями обладают аномалии потенциальных геофизических полей. Лишенная «корневых» структур поверхность М в пределах Закавказья расположена на глубинах, близких к платформенным, — около 40 км.

Основные данные о геологическом строении и геофизических полях Закавказья обобщены в работах: Ц. Г. Акопяна (1967), А. А. Габриеляна (1970), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), Ю. И. Никольского, Т. Н. Сироткиной и Т. А. Милай (1971), Ш. С. Оганесяна (см. «Методика, техника и результаты геофизической разведки», 1967), К. Н. Паффенгольца (1971) и ряда других исследователей. Данные о глубинном строении и верхней мантии структур Закавказья, рассчитанные по гравиметрическим материалам, рассматривались во многих работах. Однако, как показали глубинные сейсмические исследования, они требуют значительных уточнений. Основные материалы о строении и мощностях коры были получены в результате выполненных Г. В. Егоркиной и ее коллегами работ с помощью аппаратуры «Земля».

Фундамент Малокавказской складчатой системы, а равно и срединного массива, образован мощными сильно дислоцированными толщами докембрия —

* Здесь и далее номенклатура тектонических структур дана по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину (1963).

нижнего палеозоя, сложенными хлоритовыми, слюдяными и амфиболовыми сланцами и в меньшей мере гнейсами, амфиболитами, мраморами и кварцитами. Эти древние породы выступают на земную поверхность в ядрах антиклинориев и слагают обособленные тектонические блоки. Из них наиболее крупными являются Храмский, Локский и Арзаканский блоки, иногда рассматриваемые в качестве самостоятельных срединных массивов. В Локском блоке древний фундамент несогласно перекрыт вулканогенно-осадочными толщами карбона, а в районе Зангезура — карбонатными отложениями девона.

Малокавказская складчатая система имеет зональное строение. В северной ее части расположена ограниченная глубинными разломами Аджаро-Триалетская зона шириной 50—90 км, сложенная вулканогенно-карбонатными и флишевыми отложениями от альба до эоцена мощностью до 10—12 км. С нею связаны небольшие интрузии базитов. На западе Аджаро-Триалетская зона сливается с северными окраинными структурами Понтийской складчатой системы, целиком расположенной в Турции.

Южнее простирается Сомхето-Кафанская зона шириной 50—70 км, включающая ряд антиклинорных и синклинорных структур. Здесь на древнем основании залегают юрские вулканогенно-терригенные и частью карбонатные толщи (5—6 км). На них в локальных прогибах наложены аналогичные по составу отложения альба—верхнего мела (2—3 км). Для этой зоны типичны интрузии позднеюрских гранитоидов.

Крупный глубинный разлом, получивший название Главного структурного шва Малого Кавказа, отделяет Сомхето-Кафанскую зону от расположенной южнее Армянской зоны. Он простирается далеко за пределы Закавказья в Анатолию и на всем своем протяжении контролирует распространение гипербазитовых интрузий.

В строении Армянской зоны участвуют терригенные, вулканогенные и карбонатные отложения мела — палеогена, залегающие непосредственно на древнем основании. Местами разрез этих отложений начинается с верхней юры. Вдоль северной окраины зоны протягиваются Севано-Ордубадский и Байодизорский синклинории, выполненные верхнемезозойскими и кайнозойскими толщами мощностью 6—7 км. Севано-Ордубадский синклинорий А. А. Габриелян (1970) рассматривает в качестве тектонического аналога Аджаро-Триалетской зоны. По К. Н. Паффенгольцу, большая часть структур Армянской зоны относится к внутриплатформенным образованиям.

На юго-западе Закавказья расположена Приараксинская зона, где отсутствуют сколько-нибудь отчетливые структурные несогласия между палеозоем и мезозоем. Здесь складчатые и сбросовые дислокации имели место лишь в олигоцене—миоцене. По Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину, структуры Приараксинской зоны принадлежат к Мисхано-Зангезурскому срединному массиву и служат основанием для Араксинской группы межгорных (наложенных) впадин. К этой группе принадлежат Араратская, Нахичеванская, Ленинаканская и другие впадины, выполненные верхнекайнозойскими терригенными, частью соленосными толщами мощностью до 5—6 км.

Особое место в структуре Закавказья занимает Талышский антиклинорий, сложенный вулканогенными и флишевыми отложениями палеоцена и эоцена и карбонатно-терригенными толщами верхнего мела суммарной мощностью до 7—8 км. А. А. Габриелян рассматривает этот антиклинорий в качестве аналога Аджаро-Триалетской зоны. Однако между ними прямые связи отсутствуют, и Талышский антиклинорий представляет собой одну из окраинных цепей расположенной в Иране Эльбурсской складчатой системы.

Особенностью структур Закавказья являются излияния молодых лав, которыми здесь сложены широкие площади. На Армянском нагорье эти излияния имеют в основном андезито-базальтовый и базальтовый состав, а на Ахалкалакском нагорье — более кислый состав.

Обилие резко намагниченных магматических пород, сочетающихся с немагнитными и слабомагнитными разностями осадочных и метаморфических пород, определило сложное строение аномального магнитного поля Закавказья.

В Аджаро-Триалетской и Сомхето-Кафанской зонах преобладают положительные и отрицательные аномалии разной интенсивности. Севано-Ордубадский и Байодцзорский синклинории, также как и Талышский антиклинорий, подчеркнуты положительными аномалиями высокой интенсивности. В Приараксинской зоне и южной части Армянской зоны преобладают отрицательные магнитные аномалии.

Столь же дифференцированы и аномалии силы тяжести. Относительными максимумами выделяются Аджаро-Триалетская и Сомхето-Кафанская зоны, тогда как для Армянской и Приараксинской зон типичны минимумы. Последние усиливаются в Фонтанской, Ереванской, Ленинаканской, Нахичеванской и других впадинах, выполненных мощными слабо уплотненными толщами кайнозойских осадочных пород. Северный окраинный разлом Сомхето-Кафанской зоны и Главный структурный шов Малого Кавказа, а равно и другие крупные разломы Закавказья подчеркнуты узкими, но интенсивными гравитационными ступенями. Они свидетельствуют о плотностных неоднородностях коры в различных тектонических блоках.

Работы с помощью аппаратуры «Земля», а также определения глубин до поверхности М по данным общей сейсмологии, позволили охарактеризовать мощность и в значительной мере строение коры главных структур Закавказья.

Строение коры Аджаро-Триалетской зоны изучали Г. К. Твалтвадзе и др. по материалам распространения сейсмических волн, вызванных Аджаро-Гурийским землетрясением 1959 г. Общая мощность коры здесь достигает 48—50 км, из которых вертикальная мощность альпийского складчатого геосинклинального комплекса составляет 8—10 км. Мощность подстилающего гранито-метаморфического субстрата, вероятно, во многом образованного складчатыми и метаморфизованными комплексами байкалид, достигает 20—21 км, а мощность базальтового слоя 20 км. Эти данные не оставляют сомнения в том, что Аджаро-Триалетская зона, так же как и другие структуры Закавказья, сформировалась на коре континентального типа.

Строение консолидированной коры Сомхето-Кафанской зоны в районе Иджеванского прогиба оказалось примерно таким же, как и для Куринской впадины (рис. 38). Здесь при общей мощности коры около 40 км в ее разрезе несколько преобладает гранитный слой. Разломы, ограничивающие Сомхето-Кафанскую зону, проходят через всю толщу коры. По данным глубинных сейсмических исследований особенно рельефно выступает Главный структурный шов Малого Кавказа в качестве крутопадающей полосы, рассекающей не только кору, но и верхнюю мантию до глубин не менее 70 км. В пределах этой полосы при работах со станциями «Земля» не были зарегистрированы какие-либо границы обмена до глубин свыше 100 км. Эта полоса, включая Севанский пояс гипербазитовых интрузий, может быть выделена в качестве коро-мантийной зоны потери корреляции.

Армянская зона по сравнению с Сомхето-Кафанской отличается несколько более глубоким залеганием поверхности М (до 45—50 км) и соответственно большей мощностью коры, что объясняет причину низких значений силы тяжести в первой и высоких — во второй. Для Армянской зоны типичны изменчивые мощности гранитного и базальтового слоев (соответственно 16—20 и 18—26 км), а также градиентное нарастание скоростей с глубиной. В гранитном слое выделены верхний сейсмический горизонт ($v_п$ 6,0 км/сек) и нижний сейсмический горизонт ($v_п$ 6,4 км/сек). Также два сейсмических горизонта выделено и в базальтовом слое ($v_п$ 6,8 и 7,2 км/сек). Верхняя часть мантии обладает здесь нормальным значением скорости (8,1 км/сек). В ней наблюдается субгоризонтальная расслоенность до глубин не менее 110—120 км. Строение коры в Приараксинской зоне примерно такое же, как и в Армянской. Возрастает лишь мощность коры (до 45—50 км) за счет увеличения мощности нижнего высокоскоростного горизонта базальтового слоя.

Расположенные в пределах Армянской и Приараксинской зон синклинорные структуры (включая наложенные впадины) по особенностям коры, по-

видимому, могут быть разделены на два типа. К одному из них относится Севано-Ордубадский и Байодцзорский синклинории и Ленинаканская впадина. Под этими отрицательными тектоническими структурами отмечается согласный прогиб всех глубинных границ. Особенно интересен Байодцзорский синклинорий глубиной до 6 км. Под ним, как показала Г. В. Егоркина, поверхность М опущена на глубину 52—53 км. Названные структуры аналогичны впадинам Туранской плиты.

К другому типу принадлежат выделяемые в Араратской впадине Ереванский, Фонтанский и Октемберянский прогибы. Под ними поверхность М,

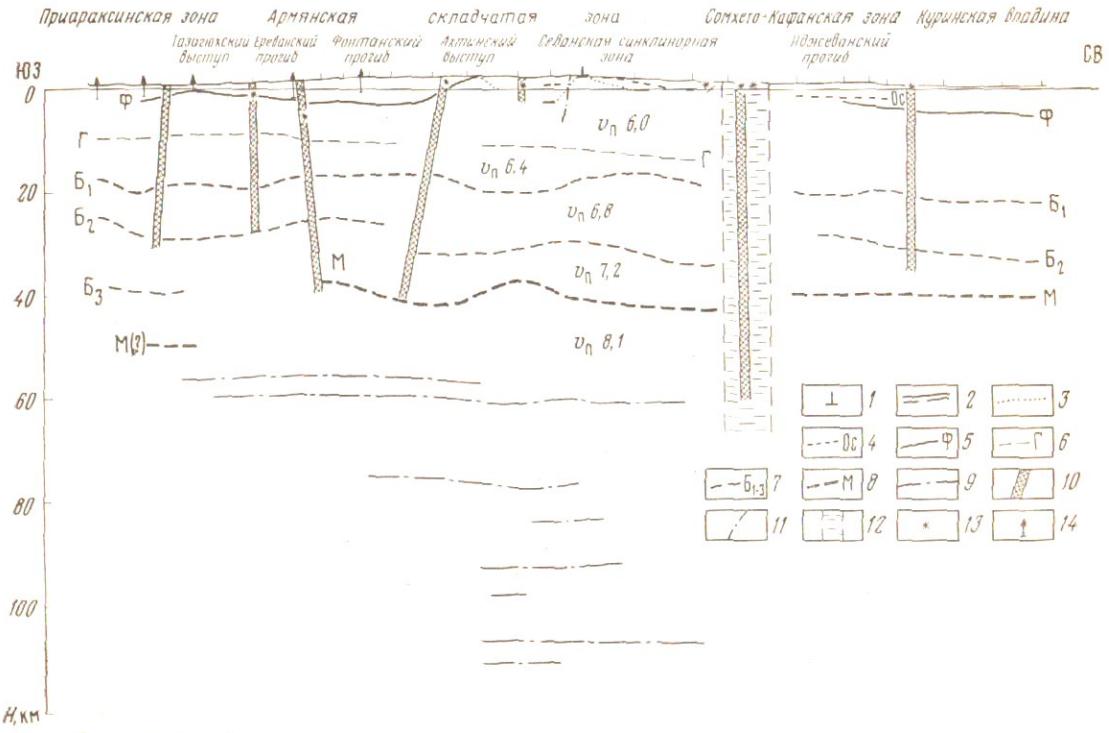


Рис. 38. Сейсмологический разрез через структуры Закавказья, по Г. В. Егоркиной и др.

1 — стоянка станции «Земля»; границы обмена; 2 — по уверенным и менее уверенным (пунктир) данным, 3 — предполагаемые, 4 — в осадочной толще; 5 — на поверхности фундамента; 6 — в гранитном слое, 7 — в базальтовом слое, 8 — на поверхности Мохоровичича, 9 — в верхней мантии; 10 — разломы; 11 — предполагаемые разломы; 12 — зона развития офиолитов; 13 — эпицентры землетрясений; 14 — глубокие скважины

а равно и поверхность базальтового слоя испытывают поднятие. Таким образом, здесь наблюдаются примеры прямых и обратных соответствий геологических структур и глубинных структур коры.

Сходные черты соответствий типичны и для некоторых положительных структур в рельефе поверхности фундамента Армянской зоны. Так, например, Ахтинскому выступу и сильно поднятому тектоническому блоку Арагацского горного массива в рельефе поверхности М отвечают горстообразные поднятия.

Слабая расчлененность поверхности М, устойчивость гипсометрического положения глубинных слоев и границ, а равно и отмеченные формы соответствий показывают, что кора Закавказья очень близка к коре молодых палеозойских плит.

ТУРКМЕНО-ХОРАСАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта складчатая система делится на внутреннюю и внешнюю зоны. Первая почти целиком находится в Иране, где она протягивается более чем на 1500 км от Эльбурса через Аладаг и Биналуд к Паранамизу, образуя дугообразный

изгиб, обращенный выпуклой стороной на север. В пределах СССР расположены лишь северная окраина внутренней зоны и прямолинейно вытянутая почти на 700 км в северо-западном направлении внешняя зона, которая включает мегантиклинорий Копетдага и Предкопетдагский прогиб.

Геологическое и глубинное строение мегантиклинория Копетдага и сопредельных структур освещалось Г. И. Амурским, В. Г. Васильевым и Г. А. Габриелянцем (1970), С. П. Вальбе и др. (1970), О. А. Одековым (1971), О. А. Одековым, Ч. Мурадовым и А. Ювшановым и др. (1972) и рядом других исследователей.

На территории Ирана (хребет Биналуд) в строении внутренней зоны рассматриваемой системы участвуют нижнепротерозойские (?) гнейсы, амфиболиты, метаморфические сланцы и собранные в складки верхнепротерозойские, палеозойские, а также триасовые терригенные и карбонатные отложения. Они несогласно перекрыты юрскими преимущественно терригенными геосинклинальными толщами мощностью свыше 6 км. Локально развитые меловые и кайнозойские отложения представлены орогенными обломочными формациями.

Мегантиклинорий Копетдага на западе, в районе Казанджика, погружается, его структуры выполаживаются. На его продолжении, по А. А. Борисову (1967), простирается крупный глубинный разлом, пересекающий Каспийское море и сливающийся с разломами северного борта мегантиклинория Большого Кавказа. На востоке складчатая структура Копетдага также выполаживается, но полностью не затухает. Ее возможным продолжением, по Г. И. Амурскому и др., являются структуры хребта Банди-Туркестан в Северном Афганистане и др., которые, однако, имеют существенно иную природу.

Мегантиклинорий Копетдага сложен собранными в складки верхнеюрскими, меловыми, палеогеновыми терригенными и частью карбонатными отложениями мощностью свыше 6 км. В основании стратиграфического разреза, вероятно, лежат нижне- и среднеюрские (2—3 км) и более древние отложения. Толщи верхнего олигоцена, неогена и антропогена представлены орогенными формациями.

Между мегантиклинорием Копетдага и внутренними структурами Туркмено-Хорасанской складчатой системы располагается обособленная Куйлярская зона (Западно-Копетдагский синклинорий), возможно возникшая на погруженном крае Южно-Каспийского срединного массива. Эта зона выклинивается к востоку и открывается в сторону Западно-Туркменской впадины. Для нее характерны не северо-западные (копетдагские), а юго-западные простирания складчатых структур.

Имеются данные о несоответствии и смещении на 2—7 км осей складок по отношению к осям аномалий силы тяжести и магнитным аномалиям. Это свидетельствует о независимости ряда приповерхностных и глубинных структур, проявляющейся на границе альпийского и доальпийского структурных этажей, а также, по-видимому, внутри альпийского структурного этажа.

Куйлярская зона ограничена глубинными разломами, рассекающими всю толщу коры. Глубинные разломы меньшей амплитуды рассекают осевую часть мегантиклинория Копетдага. Последний граничит с Предкопетдагским краевым прогибом вдоль Южно-Туркменского глубинного разлома (краевого шва). По гравиметрическим и сейсмическим данным этот разлом характеризуется наличием удлиненных тектонических блоков фундамента, кулисообразно подставляющих друг друга по простиранию. В юго-восточном направлении дизъюнктивные дислокации вдоль этого разлома сменяются флексурой, затрагивающей мезозойские и кайнозойские отложения. Амплитуда флексуры превышает 5 км. Разлом смещает поверхность М на 3—4 км и рассматривается в качестве границы между высоко сейсмической областью горного Копетдага и менее сейсмической областью южной окраины Туранской плиты. Очаги землетрясений в Копетдаге коровые с глубинами обычно не более 15—20 км.

Предкопетдагский прогиб накладывается на полого погружающийся к югу край Туранской плиты, осложненный системой сбросов. По поверхности

доюрских отложений Предкопетдагскому прогибу соответствует глубокий асимметричный желобообразный грабен шириной 30—50 км. Системой поперечных нарушений прогиб разбит на ряд блоков, характеризующихся разной глубиной залегания палеозойского основания (от 8—10 и до 16—20 км в наиболее прогнутых участках). Прогиб выполнен палеогеновыми, меловыми и юрскими отложениями суммарной мощностью до 8—9 км. Их основанием, вероятно, являются мощные пермо-триасовые отложения. Мощность неоген-четвертичных отложений здесь достигает 2 км. На северо-западе и юго-востоке глубина прогиба уменьшается. Так, в районах поселков Кызыларват и Теджен глубина прогиба не превосходит 5—6 км.

Аномалии потенциальных геофизических полей характеризуются линейностью распределения и четкой связью с геологической структурой. Предкопетдагскому краевому прогибу отвечает глубокий гравитационный минимум. Последний менее значителен, чем минимум аномалий силы тяжести в Ферганской впадине, которая, как известно, обладает сходным по мощности и составу разрезом толщи мезозойско-кайнозойских отложений. Это дало основание А. А. Борисову предполагать, что породы, залегающие в основании Предкопетдагского прогиба, обладают относительно меньшей плотностью, чем породы фундамента Ферганской впадины.

Предкопетдагский краевой прогиб вместе с внешней частью мегантиклинория Копетдага (Передовой хребет) выделяются высокими значениями положительных магнитных аномалий, которые простираются вдоль резко выраженной градиентной ступени в поле аномалий силы тяжести. Это указывает на существование здесь широкой зоны разломных нарушений. Из них по сейсмическим данным выделяются лишь разломы, ограничивающие наиболее глубокую часть краевого прогиба.

Для большей части мегантиклинория Копетдага и окраин внутренней зоны Туркмено-Хорасанской складчатой системы характерно некоторое возрастание значений аномалий силы тяжести и нормальное поле магнитных аномалий.

Использование корреляционных зависимостей между аномалиями силы тяжести, рельефом земной поверхности и глубинами до поверхности М позволило О. А. Одекову и др. предполагать, что мегантиклинорию Копетдага и Предкопетдагскому краевому прогибу соответствует единый прогиб в рельефе поверхности М с глубинами 50 км и более. Однако результаты глубинных сейсмических исследований (Амурский, Васильев, Габриелянц, 1970) показывают, что максимальные глубины до поверхности М свойственны только Предкопетдагскому прогибу. Здесь они изменяются от 52 км в центральной части до 45 км на западной и восточной окраинах прогиба.

В наиболее глубокой части прогиба, южнее г. Ашхабада, поверхность консолидированной коры ($v_г$ 6,6 км/сек) и базальтового слоя ($v_г$ 6,9—7,0 км/сек) соответственно располагаются на глубинах 16—18 и 27—28 км. На север, по направлению к Туранской плите, и на юг — к мегантиклинорию Копетдага эти поверхности, как и поверхность М, поднимаются (рис. 39). Таким образом, Копетдаг принадлежит к числу «бескорневых» структур.

Мощность консолидированной коры под Предкопетдагским прогибом изменяется от 32 до 38 км, т. е. примерно в тех же пределах, что и мощность консолидированной коры на Туранской плите. Подобно Туранской плите увеличение мощности коры здесь происходит главным образом за счет возрастания мощности осадочного чехла.

Аналогичные данные характеризуют северную часть Куйлярской зоны, где возрастание мощности осадочной толщи сопровождается прогибом поверхности М. Для южной части зоны, по-видимому, расположенной на Южно-Каспийском срединном массиве, отмечаются иные соотношения: возрастанию мощности осадочного чехла соответствует поднятие поверхности М (рис. 39).

В западной, центральной и восточной частях мегантиклинория Копетдага, где мощность осадочного чехла сокращена, отмечается поднятие как поверхности базальтового слоя, так и поверхности М. В мегантиклинории

Копетдага, Куйлярской зоне и Предкопетдагском прогибе, а равно и в соседних районах Туранской плиты в разрезе коры гранитный слой несколько преобладает над базальтовым (мощности изменяются в пределах 8—14 и 12—20 км). Эти и другие данные позволили Г. И. Амурскому и др. (1968) рассматривать Копетдаг в качестве сильно погруженной южной окраины Туранской плиты, охваченной альпийским орогенезом.

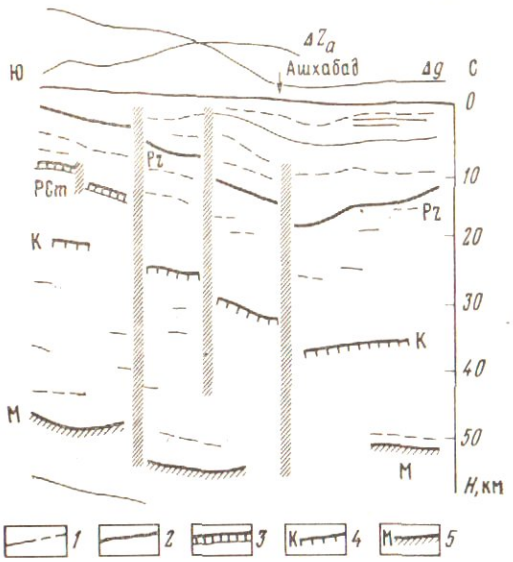


Рис. 39. Сейсмологический разрез земной коры через Предкопетдагский краевой прогиб и передовую зону Копетдагской складчатой системы. Составил В. И. Лыков, по материалам работ с аппаратурой «Земля»

1 — границы обмена в земной коре и верхней мантии; поверхности: *2* — палеозойского основания, *3* — докембрийского комплекса (?), *4* — базальтового слоя, *5* — Мохоровичича

Отсутствие «корней» гор и согласные изгибы слоев коры резко отличают Копетдаг от Кавказа, Крыма, Альп и ряда других альпийских горно-складчатых сооружений. По особенностям строения коры Копетдаг близок Восточным Карпатам, где наибольшие глубины до поверхности М также сдвинуты в сторону краевого прогиба. По-видимому, и Копетдаг, и Восточные Карпаты характеризуют «бескорневой» тип горно-складчатых структур, свойственный миогеосинклиналям Альпийского пояса Евразии.

Интересной особенностью глубинных недр рассматриваемых структур является резкая дифференциация глубин до высокопроводящего слоя в верхней мантии. По данным магнито-теллурических зондирований В. Г. Дубровский и К. Непесов считают, что этот слой в районе городов Ашхабада и Бахардока под Предкопетдагским прогибом и на южной окраине Туранской плиты расположен на глубинах 460—500 км, тогда как под Куйлярской зоной он находится на глубинах не более 100 км. Эти данные указывают на существование крупных неоднородностей в верхней мантии, с которыми, возможно, связано формирование различных по типу структур Копетдага.

Копетдаг характеризуется интенсивными современными тектоническими движениями, которые выражаются не только в вертикальных перемещениях отдельных блоков, но и в их горизонтальных смещениях в северном направлении. На участке между Геок-Тепе и Гяурсом они в среднем достигают 10 мм год (данные за последние 15 лет).

СТРУКТУРЫ ПАМИРА

Памир в рамках государственных границ охватывает сравнительно небольшие части Куньлуньской и Каракорумской складчатых систем, простирающихся из Тибета в восточные районы Афганистана. Каракорумская складчатая система имеет раннемеловой возраст и поэтому относится к Альпийскому поясу, тогда как Куньлуньская гораздо более древняя — герцинская. Несмотря на возрастные различия, обе системы обладают единством структурно-тектонического плана. В частности, они вместе в пределах Памира образуют характерный дугообразный изгиб, обращенный выпуклой стороной на север. Для них также типичны наиболее значительные неотектонические движения. Обе они отличаются большой мощностью коры и общими особенностями аномалий потенциальных геофизических полей. Эти и другие черты сходства позволяют рассматривать их совместно.

Основные черты геологического строения Памира и его глубинной структуры по геофизическим данным представлены в работах: Н. К. Булина (1972), Б. П. Бархатова (1972), И. П. Косминской, Г. Г. Михоты и Ю. В. Тулиной (1958), В. Н. Крестникова и И. Л. Нерсесова (1962), М. В. Кулагиной (1971) и др.

Памир характеризуется субширотным простиранием складчатых структур, осложненных круто и полого падающими на юг разломами. Ряд разломов служит границей структурно-фациальных зон и контролирует размещение гранитоидов.

Северный Памир образован герцинидами Куньлуньской складчатой системы. Их основанием, по И. Г. Власову и Г. В. Головинскому, служат дорифейские серии амфиболовых гнейсов, мраморов и кварцитов большой мощности. В строении складчатого геосинклинального комплекса участвуют терригенные и в меньшей мере эффузивные и карбонатные толщи, имеющие возраст от рифея и до первой половины поздней перми включительно. Они разделены предсреднекаменноугольным структурным несогласием на нижний и верхний комплексы, мощность которых оценивается соответственно в 8—9 и 6—7 км. С палеозоем связаны внедрения гранитоидов и других интрузивных пород.

Вдоль северного края Памира протягивается Преднамирский передовой прогиб, открывающийся по простиранию на западе в Афгано-Таджикскую депрессию, а на востоке сливающийся с Предкуньлуньским передовым прогибом. От складчатых сооружений Северного Памира он отделен крупным пологим разломом. Передовой прогиб выполнен дислоцированными кайнозойскими и мезозойскими толщами преимущественно терригенного состава, связанными с орогенным этапом развития Памира. Они имеют возраст от поздней перми и до плейстоцена включительно. Мощность этих отложений не менее 8—9 км. На север, в сторону Южного Тянь-Шаня, мощность и полнота стратиграфического разреза орогенного комплекса уменьшаются.

Разделом между Куньлуньской и Каракорумской складчатыми системами служит зона Акбайтальского глубинного разлома. В центральных и западных районах Памира она контролирует интрузии и другие магматические проявления мезозойского и раннекайнозойского возраста. В восточных районах эта зона выражена чешуйчатыми надвигами.

Основанием Каракорумской складчатой системы являются архейско (?)-нижнепротерозойские толщи гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев с пачками мраморов и амфиболитов видимой мощностью свыше 10 км. Ими целиком сложен срединный массив Юго-Западного Памира и отдельные блоки на Центральном Памире и особенно к востоку от него. Геосинклинальный комплекс этой системы образован терригенными и карбонатными толщами от нижнего кембрия до карбона включительно мощностью 5—6 км. Они развиты только в северной (внешней) зоне этой системы (Центральный Памир) и неизвестны во внутренней зоне — в районах юго-восточного Памира. Пермь, триас и юра, представленные сложной серией терригенных карбонатных и эффузивных отложений мощностью не менее 6 км, развиты в обеих зонах. К юре относятся интрузии гранитоидов и небольшие внедрения пород основного состава. Мел и палеоцен красноцветные, относительно небольшой мощности. С палеоценом связаны эффузивный, экструзивный и интрузивный магматизм. Олигоценовые и более молодые кайнозойские отложения имеют локальное распространение и представлены континентальной молассой.

Магнитное поле Памира слабо изучено. Отмечаются аномалии, близкие к нормальным, и отрицательные магнитные аномалии невысокой интенсивности, в общем характерные и для других высокогорных районов Средней Азии. Памир относится к обширной глубокой Центрально-Азиатской гравитационной депрессии. В ее пределах вся совокупность горных хребтов и депрессий Памира занимает центральную часть. В поле аномалий Буге отдельные структурные элементы рельефа Памира находят слабое отражение. Более контрастны изостатические аномалии, положительными значениями которых подчеркнут высоко поднятый горный массив Памира, а отрицательными значениями —

обрамляющие его впадины и прогибы. Общая напряженность всех гравитационных аномалий на Памире гораздо интенсивнее, чем в западных звеньях Альпийского пояса, что связано с особенностями строения и состава не только коры, но и верхней мантии. Расчеты давлений на условную поверхность 60 км свидетельствуют о резкой относительной недогрузке веса столба коры на Памире, по сравнению со всеми другими регионами страны.

Данные ГСЗ показали исключительно большие мощности коры под Памиром (рис. 40). Они изменяются от 50—55 км под Предпамирским прогибом до 55—60 км под Северным Памиром (Куньлуньская складчатая система) и до 62—70 км под Южным Памиром (Каракорумская складчатая система). Интересно отметить, что самый значительный по высоте горный узел в СССР, увенчанный пиком Коммунизма на Северном Памире, какого либо определенного отражения в рельефе поверхности М не имеет (Косминская, Михота, Тулина 1958).

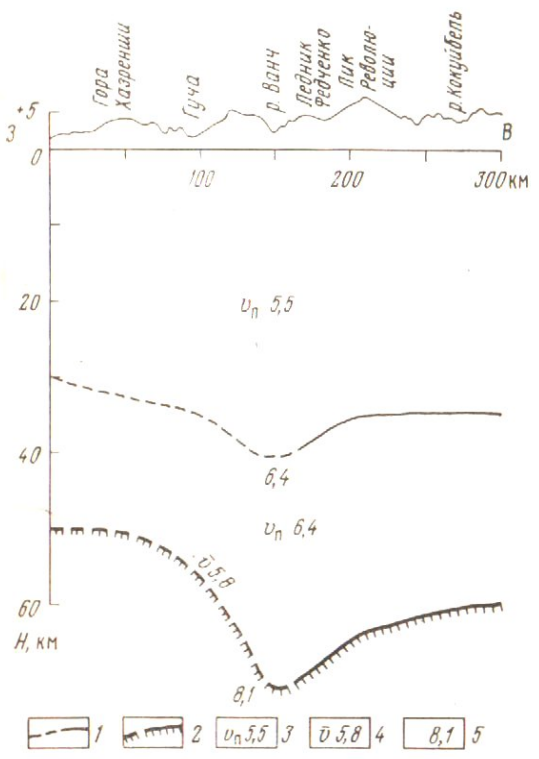


Рис. 40. Сейсмический разрез земной коры Памира, по И. П. Косминской и др.

1 — поверхность базальтового слоя; *2* — поверхность Мохоровичича; *3* — пластовая скорость, км/сек; *4* — средняя скорость, км/сек; *5* — граничная скорость, км/сек

Указанные данные о глубинах до поверхности М были получены еще в первые годы использования ГСЗ. Недавно они были подтверждены с помощью точечных сейсмических зондирований. Последние свидетельствуют, что глубины до поверхности М в районе Хорога достигают 56 км (Таль-Вирский, 1972). Региональные сейсмологические исследования, выполненные М. В. Кулагиной (1971), Т. И. Кухтиковой и другими исследователями, также показывают, что в пределах Памира мощность коры везде превышает 55 км, а на Восточном Памире достигает 67—72 км. При этом зоны Акбайтальского и Предпамирского разломов характеризуются перепадами глубин по поверхности М (иногда свыше 5 км), что может свидетельствовать не только о значительной глубине проникновения разломов в толщу литосферы, но и о крутизне падения этих зон разломов. Граничная скорость вдоль поверхности М 8,05 $\pm$ 1 км/сек.

Проведенный М. В. Кулагиной анализ сейсмологических материалов показал, что в толще коры на Памире существует волновод, кровля которого расположена на глубине около 5 км, а подошва на глубине 15—17 км. В нем скорость распространения продольных волн составляет 5,3 км/сек. Над волноводом и под ним скорость распространения продольных волн составляет 6,1 км/сек. Возникновение этого волновода, возможно, связано с наличием в основании высокоскоростных богатых эффузивами геосинклинальных складчатых комплексов палеозоя менее скоростного докембрийского гранито-гнейсового фундамента. Как известно, этот фундамент обнажен на широком протяжении в Западном Куньлуне. На Северном Памире он залегает на глубинах около 5 км.

В целом структуры Памира, как и структуры Тянь-Шаня, лежат в области единого глубокого слабо расчлененного прогиба в рельефе поверхности М, по-видимому, охватывающего всю Центральную Азию и Гималаи.

Существенно иными оказались результаты работ по методу обменных волн от землетрясений. По данным М. К. Булина (1972), мощность коры в районе Памира на 10—15 км меньше, чем было отмечено выше. Видимо с помощью обменных волн была выделена не поверхность М, а одна из границ в нижней части коры. Тонкая сейсмическая расслоенность глубинных недр, как отмечает названный исследователь, простирается до глубин свыше 70—75 км.

Результаты ГСЗ показали большую мощность гранитного слоя под Памиром (до 35—38 км). Мощность базальтового слоя здесь изменяется от 30 км в северных до 25 км в южных районах Памира. Для поверхности базальтового слоя отмечена граничная скорость 6,4 км/сек.

Материалы метода обменных волн от землетрясений позволяют оценить вертикальную мощность мезозойско-кайнозойской осадочной толщи Предпамирского передового прогиба в 9—10 км и вертикальную мощность складчатых геосинклинальных комплексов Памира до 7—8 км. Те же материалы показали, что все крупнейшие разломы Памира — Предпамирский, Акбайтальский, Рушано-Пшартский и другие — имеют крутое падение и прослеживаются через всю толщу коры на значительную глубину в верхнюю мантию.

О вещественном составе глубоких слоев коры и частью о составе верхней мантии некоторые сведения дают ксенолиты, найденные Е. А. Дмитриевым в экструзиях лейкократового фергусит-порфира на Юго-Восточном Памире. В ксенолитах присутствуют песчаники, кварциты, граниты, гранулиты, плагиоклазовые и дистеновые эклогиты. Последние по особенностям химического состава аналогичны «мантийным» эклогитам из кимберлитовых трубок Сибирской платформы. Возможно, эти породы являются отторженцами верхней мантии.

Плагиоклазовые эклогиты по химическому составу близки к оливиновому габбро. Их минеральная ассоциация характерна для менее высоких термодинамических условий, чем минеральная ассоциация дистеновых эклогитов. Они, как и гранулиты, могут происходить из базальтового слоя. Базальтовый слой на Памире на основании детального исследования обширных сейсмологических материалов, выполненного В. К. Кулагиным, характеризуется высокими скоростными параметрами ($v_п$ 6,7 км/сек), что подтверждает возможность нахождения в нем эклогитов. По данным названного исследователя этот слой слагает около $^1/_3$ консолидированной коры Памира. Другие породы, найденные в ксенолитах, типичны для гранитного слоя.

Сравнение показывает, что структуры Памира по исключительно большим мощностям коры (до 65—72 км) и гранитного слоя (более 35—40 км) не имеют аналогов среди известных на континентах складчатых структур.

ГЛАВА VIII

ОБЛАСТЬ СОЧЛЕНЕНИЯ АЗИАТСКОГО МАТЕРИКА И ТИХОГО ОКЕАНА

К этой области отнесены депрессии дальневосточных морей и островные дуги. Граница между нею и континентальными структурами Азии проходит вдоль кулисообразно подставляющих друг друга Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов, где наблюдается быстрая смена *относительно мощной коры дальневосточных мезозоид с полно развитым гранитным* слоем, менее мощной корой дальневосточных морей. Здесь гранитный слой имеет непостоянную мощность, а в глубоководных впадинах полностью выклинивается. Граница рассматриваемой области со структурами дна Тихого океана также четко обрисована. Она простирается вдоль Алеутского, Курильского и Японского глубоководных желобов, где маломощная безгранитная кора Тихого океана сменяется гораздо более мощной корой с гранитным слоем, типичной для островных дуг.

Депрессии дальневосточных морей (Охотоморская, Япономорская и др.) представляют собой крупные впадины, в которых под водной толщей залегает осадочный чехол мощностью обычно не более 2—3 км. В пределах шельфовых зон чехол залегает на гетерогенном основании, в строении которого участвуют докембрийские, палеозойские и более молодые фанерозойские складчатые структуры, выходы которых известны на сопредельных континентальных окраинах. Эти депрессии по своим размерам и типу соотношений осадочного чехла и консолидированного фундамента близко напоминают палеозойские плиты. Особенностью этих депрессий являются глубоководные впадины, где относительно мощный осадочный чехол кайнозойских, верхнемеловых и возможно более древних отложений (не свыше 3,5—4 км) непосредственно налегает на базальтовый слой. Эти впадины обычно рассматривают в качестве геосинклинальных котловин. Ю. М. Пущаровский (1972), А. Л. Яншин (1965) и ряд других исследователей депрессии дальневосточных морей и островные дуги относят к кайнозойской геосинклинальной области Тихого океана.

Алеутская и Курильская островные дуги по времени формирования складчатой структуры *имеют позднекайнозойский возраст, хотя время их заложения* должно быть отнесено к гораздо более ранним эпохам геологического прошлого (Беляевский, Родников, 1971). Например, Алеутская островная дуга существует с позднего палеозоя, о чем свидетельствуют находки осадочных толщ на о. Адак, содержащих пермские органические остатки. Прямым продолжением Алеутской островной дуги служат мезозойские и палеозойские складчатые структуры п-ова Аляска. Со структурами Азиатского материка на Камчатке *эта дуга образует торцовое сочленение, хорошо выраженное в аномалиях* геофизических полей. Однако по геологическим данным на участке их сочленения крупные разломы не отмечены.

Курильская островная дуга на о. Хоккайдо образует аналогичное сочленение с Японо-Сахалинской островной дугой. На севере она сливается с Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой системой, с которой, по-видимому, образует единый структурный комплекс. Корякско-Западно-Камчатская складчатая система непосредственно не связана с Курильской островной дугой. Судя по расположению магнитных аномалий она, возможно, простирается под осадочным чехлом в южной части Охотского моря.

Алеутская и Курильская островные дуги различны по своему глубинному строению. Для первой характерно утолщение коры («корень») непосредственно под осевой зоной дуги, тогда как для второй это утолщение сдвинуто в направлении океана. Таким образом, Алеутская дуга выступает в качестве «корневой», а Курильская — в виде «бескорневой» структуры.

Японо-Сахалинская островная дуга по типу близка к континентальным складчатым структурам. В ней выделяется древний — палеозойский (вероятно, даже докембрийский) складчатый цоколь, обрамленный с востока и севера зоной кайнозойских складчатых структур (Сахалин, Хоккайдо, Симанто). Для нее характерны полно развитый гранитный слой и большие мощности коры (35—40 км), тогда как в пределах Курильской и Алеутской островных дуг гранитный слой имеет малую мощность и местами совсем выклинивается. Именно это обстоятельство было использовано для создания гипотез уничтожения континентальной коры путем ее базификации (Рудич, 1962) и гипотезы роста коры в процессе кайнозойского развития геосинклиналей (Марков и др., 1967). Имеющиеся конкретные данные геофизических исследований недостаточны для обоснования этих гипотез. Возможны и другие объяснения локального исчезновения гранитного слоя в островных дугах. В частности, в пределах островных дуг могут существовать участки, где все геосинклинальные комплексы сложены только высокоскоростными комплексами эффузивов, которые по сейсмическим данным фиксируются как базальтовый слой.

К числу важных структурных элементов в рассматриваемой области принадлежат сверхглубинные разломы, опоясывающие с тихоокеанской стороны островные дуги и простирающиеся вглубь земных недр до 700—750 км. Их рассматривают в качестве естественной границы между континентальными структурами Азиатского материка (включая область сочленения) и структурами Тихого океана. Эти разломы подчеркнуты фокальными зонами землетрясений и зонами распространения вулканов. Однако, как оказалось, эти разломы на поверхность океанического дна выходят не вдоль указанной границы океанической коры и коры островных дуг, а на океаническом склоне островных дуг (Федотов, Кузин, 1963).

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ И ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЯСА

Эти пояса образуют звенья гигантской по протяженности Восточно-Азиатской вулканогенной зоны, вытянутой от Чукотки до Вьетнама и пересекающей разнообразные элементы геологической структуры. Охотско-Чукотский вулканический пояс имеет длину почти 3000 км, а Восточно-Сихотэ-Алинский — около 1000 км. Первый из них на значительном протяжении располагается между мезозойской и кайнозойской складчатыми областями Северо-Востока СССР, а второй отделяет мезозоиды Сихотэ-Алиня от впадины Японского моря, где складчатая структура в осадочном чехле не проявлена.

Основные результаты регионального геофизического изучения вулканических поясов рассматривались Н. А. Беляевским и А. Г. Родниковым (1971), Н. И. Давыдовой, Я. Б. Шварц и Г. А. Ярошевской (1962), Л. И. Красным и др. (1966), М. Л. Красным (1970), А. А. Николаевским («Региональные геофизические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке», 1967), в книге «Глубинные сейсмические зондирования земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны» (1971) и др.

Для вулканических поясов характерна однотипная эволюция магматических очагов, которая выражается в периодическом возобновлении континентального базальто-липаритового вулканизма и внедрения многофазных интрузий габбро-гранитового и гранитового состава. Ранние стадии развития поясов отличаются преобладанием продуктов среднего и основного состава, а для последующих типична повышенная кислотность и щелочность. На завершающих стадиях имели место значительные по размерам базальтовые излияния, с которыми иногда связаны трахитоидные лавы и дайки щелочных пород.

Начало магматической деятельности в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе относится к меловому периоду.

Сейсмические и гравиметрические данные показывают, что для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса характерно заметное сокращение гранитного слоя («гранитно-осадочного») до 8—10 км и увеличение мощности базальтового слоя. Особенно важным является положение этого пояса на перегибе поверхности М от ее более высокого стояния в пределах Охотского моря и Пенжинской впадины (30—32 км) к большим ее глубинам во внутренних частях Верхояно-Чукотской складчатой области, где подошва коры находится на глубине несколько менее 40 км. Область относительно быстрого перепада глубин (3—10 км) проходит в пределах границ пояса. Увеличение мощности базальтового слоя связано с интрузиями основных пород, тогда как возникновение гранитоидных магм может быть обусловлено расплавлением пород гранитного слоя под воздействием этих интрузий. Пограничное положение Охотско-Чукотского пояса на стыке разновозрастных структур определяет достаточно древнее (скорее всего, докембрийское) заложение пояса, что подтверждается наличием в его пределах вытянутых по простиранию пояса палеозойских интрузий перидотитов, габбро и других пород (Анучинское поднятие) и интрузий докембрийских габбро-анортозитов в Джугджуре. В соответствии с этим позднемезозойско-кайнозойская эпоха развития пояса может рассматриваться в качестве заключительного этапа его формирования. Расчеты глубин гравитирующих масс указывают на большие глубины заложения пояса. Верхние кромки магнитовозмущающих масс располагаются на глубинах 1—3 км, т. е. непосредственно под покровом эффузивов.



Рис. 41. Сейсмический разрез земной коры от хребта Сихотэ-Алинь через Японское море до о. Хоккайдо, по С. М. Звереву и др. (см. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны», 1971)

Указаны граничные скорости, км/сек

По отношению к Охотско-Чукотскому поясу время заложения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса является более поздним. Залегающие в основании вулканогенных покровов порфиритовые толщи имеют сенонский возраст. Они ложатся несогласно на собранные в складки более древние мезозойские и верхнепалеозойские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения. В пределах этого пояса магматическая деятельность продолжалась до раннечетвертичного времени, когда произошли мощные излияния базальтов. Вертикальная мощность покровов эффузивов в пределах этого пояса достигает 3—4 км.

До излияния базальтов накапливались покровы кислых эффузивов и возникали разнообразные по составу интрузии, среди которых значительная часть сложена гранитоидами. Не вызывает сомнения связь пояса с продольными глубинными разломами. Установлена также значительная роль поперечных и других разломов, контролирующих распределение как интрузий, так

и эффузий. С разломами связывается одновременное развитие различной по составу магматической деятельности в разных частях этого пояса.

Как показали С. М. Зверев и Ю. В. Тулина («Глубинные сейсмические зондирования Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны», 1971), Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу соответствует валообразное поднятие поверхности М (рис. 41). В его сводовой части глубины до этой поверхности не превышают 25 км, а в районе Татарского пролива поверхность М находится на глубинах менее 20 км. Поверхность М в зоне валообразного поднятия характеризуется относительно пониженными значениями граничной скорости (8,0 км/сек).

Для поверхности базальтового слоя граничные скорости заметно меньше (6,5 км/сек) тех, которые наблюдались на Сахалине (7,0 км/сек и более). Базальтовый слой здесь слагает не менее 60—70% мощности коры. Гранитный слой, по-видимому, целиком представлен комплексом дислоцированных и метаморфизованных пород палеозойского и мезозойского возраста. В основании эффузивной толщи вулканического пояса он характеризуется граничными скоростями 5,6—6,2 км/сек. Приведенные данные свидетельствуют о резких аномалиях строения и мощности коры под вулканическим поясом, что, возможно, связано с внедрением скрытых на глубине крупных масс интрузивных пород основного состава. Это подтверждается аномалиями силы тяжести в редукции Буге, которые здесь имеют высокие значения. Магнитные аномалии над вулканическим поясом интенсивные положительные.

ОХОТОМОРСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Подобно Беринговоморской депрессии, обширная Охотоморская депрессия формировалась в позднемезозойское и кайнозойское время на гетерогенном основании. И если в пределах первой кайнозойские структуры Корякско-Камчатской складчатой области как бы гаснут и исчезают, то по отношению к ним рассматриваемая депрессия занимает существенно иное положение. Она отделяет кайнозойские структуры окраины Тихого океана от мезозоид Азиатского материка.

Строение депрессии в основном было изучено в последнее десятилетие, при этом главным образом геофизическими методами. Полученные в эти годы результаты представлены в работах: Н. А. Беляевского и А. Г. Родникова (1971), Ю. Я. Ващилова, А. Г. Гайнанова и П. А. Строева и др. (1968), П. С. Вейцман (1965), А. Г. Гайнанова и др. (1967), А. Г. Гайнанова, Е. И. Исаева и др. (1971), Е. Н. Гальперина и др. (1958), М. С. Маркова и др. (1967), Ю. А. Павлова и др. (1970), Л. А. Ривоша (1964), С. С. Снеговского (1971), П. М. Сычева (1960), О. Н. Соловьева и А. Г. Гайнанова (1963), А. А. Суворова и др. (1970), И. К. Туезова (1970), Э. Э. Фотиади и И. К. Туезова (1972), Б. М. Чикова, А. Ю. Юнова и И. В. Беляева (1970), В. П. Шимараева (Геофизические методы разведки в Арктике, 1971) и многих других.

Депрессия включает целиком всю впадину Охотского моря и прилегающие к ней низменные районы Западной Камчатки, Северного Хоккайдо и в небольшой мере районы Приохотья, где распространены в разной мере затронутые складчатыми дислокациями кайнозойские осадочные и частью вулканогенные толщи. Северная и восточная окраины Охотского моря характеризуются широкой шельфовой зоной (глубины до 400—500 м). В направлении к внутренним районам депрессии глубины моря постепенно возрастают, достигая 2000 м. В этой глубокой части моря расположены пологие подводные возвышенности Академии наук СССР и Института океанологии. Их относительные превышения над дном моря до 1 км. На этих поднятиях Г. Б. Удинцевым установлены реликты субаэрального рельефа, свидетельствующие о четвертичном возрасте крупных погружений во внутренних районах Охотского моря.

От глубоководной части моря на север в направлении к заливу Шелихова отходит широкий желоб глубиной свыше 500 м. На юге Охотского моря расположена Прикурильская котловина с глубинами до 3350 м. С севера она

ограничена крутым тектоническим уступом, вдоль которого отмечается перепад глубин в 1—2 км. Обособленная в структурном отношении южная часть Прикурильской котловины известна под названием Южно-Охотской впадины. Дно Прикурильской котловины, подобно глубоководным котловинам Японского моря, представляет собой слабо прогнутую, почти плоскую аккумулятивную равнину.

По А. П. Милашину, вся поверхность дна Охотского моря сложена чехлом в верхней части слабо уплотненных отложений ($v_п$ 1,7—2,0 км/сек). В глубоких впадинах консолидированного основания их подстилают более плотные осадочные толщи. В верхней части осадочной толщи отмечаются углы наклона 1—2°, а в нижних они возрастают до 3—5°. Рельеф консолидированного основания осадочного чехла существенно отличается от рельефа морского дна. По сейсмическим данным в средней глубоководной части моря намечается широкое пологое Центрально-Охотское поднятие. Оно со всех сторон окаймлено прогибами. В сводовой части поднятия мощность тонкослоистого горизонтально залегающего осадочного чехла, по данным МОВ, не более 0,3—0,5 км. Отмеченные в нем скорости 2,3—2,5 км/сек.

К северу от поднятия между заливом Шелихова и прибрежными районами Нижнего Приамурья простирается Северо-Охотский прогиб. В его средней части глубины до консолидированного основания 6 км, а на юго-западной и северо-восточной окраинах — не более 2—3 км. Прогиб полностью компенсирован осадками, средние скорости в которых до 2,8 км/сек. Скважина, пробуренная у г. Охотска на глубину 1 км, показала, что в прогибе верхняя часть осадочной толщи сложена неогеновыми терригенными отложениями. Более глубокие части разреза, вероятно, представлены палеогеном и верхним мезозоем, поскольку на суше в области юго-западного окончания Северо-Охотского прогиба (в Удском прогибе) развиты слабо смятые мощные меловые и верхнеюрские отложения.

Между Центрально-Охотским поднятием и Сахалином простирается неполностью компенсированный осадками, меридионально вытянутый Присахалинский прогиб. К его северной части примыкает субширотный прогиб Дерюгина, большая часть которого наложена на западные склоны Центрально-Охотского поднятия. Максимальные глубины до консолидированного основания в этих прогибах также достигают 5—6 км. Сопоставление сейсмических данных по Охотскому морю и сопредельным районам Сахалина свидетельствует, что верхняя часть осадочной толщи, вероятно, имеет плиоцен-четвертичный, миоценовый и палеогеновый возраст, тогда как ее нижняя часть, характеризующаяся более высокими значениями скоростей, по-видимому, позднемелового возраста.

К востоку от Центрально-Охотского поднятия почти в меридиональном направлении простирается Западно-Камчатский прогиб, восточное крыло которого приходится на прибрежные районы Западной Камчатки, где неогеновые и палеогеновые отложения собраны в складки. Их основанием, возможно служат как меловые, так и более древние толщи, аналогичные метаморфическим комплексам Ганальского хребта. На запад, в направлении к оси прогиба, складки выполаживаются, хотя на шельфе Западной Камчатки складчатая структура проявлена вполне отчетливо. Ось Западно-Камчатского прогиба, по-видимому, совпадает с осью желоба, простирающегося к заливу Шелихова. Наибольшие глубины до консолидированного основания в этом прогибе, по-видимому, не превышают 4—5 км. Условия его сопряжения с Прикурильской котловиной не изучены. Характерной особенностью для нижней части разреза осадочной толщи, выполняющей прогиб, являются высокие значения граничных скоростей (5,3—5,5 км/сек). Наличие столь высоких скоростей, вероятно, связано с появлением в разрезе кайнозойских отложений, пачек эффузивов, известных в разрезе палеогена на Западной Камчатке.

Осадочная толща, развитая в северной части Прикурильской котловины, залегает полого, имеет максимальную мощность до 4 км и характеризуется невысокими значениями скоростей (менее 3,0 км/сек). К краям котловины мощ-

ность сокращается, в частности, в сторону Курильской островной дуги, что свидетельствует о более молодом возрасте этой толщи по сравнению с мощными миоценовыми и верхнеолигоценовыми дислоцированными комплексами этой островной дуги.

В осадочном чехле лучше изученной Южно-Охотской впадины установлено две толщи. Из них верхняя — горизонтально слоистая и мало уплотненная ($v_п$ 1,5—2,5 км/сек), тектонически не нарушена, тогда как в нижней, более плотной ($v_п$ 2,8—3,4 км/сек), отмечаются признаки складчатой структуры. Резко дислоцирована осадочная толща в зоне подножия Курильской островной дуги.

Консолидированное основание обширной Охотоморской депрессии гетерогенно, о чем свидетельствуют как аэромагнитные, так и геологические данные. В ее магнитном поле преобладают близкие к нормальным значения аномалий. Наблюдаемые здесь отрицательные и особенно положительные аномалии имеют большую протяженность и разную ориентировку, отражая элементы внутренней структуры основания, поскольку осадочный чехол немагнитен. Магнитовозмущающие массы, по Л. Г. Гайнанову, располагаются на глубинах от 3—5 км (верхние кромки) до 27—34 км (нижние кромки), будучи приурочены ко всей консолидированной толще коры.

В северо-западной части депрессии четко выделяется крупная положительная аномалия, непосредственно связанная с расположенной южнее аналогичной аномалией, вытянутой вдоль Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. На о. Ионы в пределах этой аномалии установлены выходы позднемеловых гранитоидов, идентичных тем, которые встречаются в вулканогенном поясе, что позволяет протянуть этот пояс в пределы акватории на 300—400 км. При сейсмических исследованиях коры в зоне предполагаемого распространения вулканогенного пояса установлены разломы глубинного заложения.

Между Восточно-Сихотэ-Алинским и Охотско-Чукотским вулканогенными поясами простирается полоса нормальных значений аномального магнитного поля, типичного для соседних районов Сихотэ-Алинской складчатой области. Таким образом, структуры этой полосы прослеживаются вдоль отмеченного выше Северо-Охотского прогиба до п-ова Кони и далее в направлении к Гижигинской губе. К северу от Шантарских островов мезозоиды, по-видимому, перекрывают герцинские структуры восточной части Монголо-Охотской складчатой области. Поверхность палеозоид и мезозоид под осадочным чехлом Северо-Охотского прогиба отмечается относительно высокими значениями граничных скоростей (5,8—6,1 км/сек). Сейсмический разрез коры севернее Шантарских островов позволяет оценить вертикальную мощность геосинклинальных складчатых комплексов в несколько километров.

Другая крупная положительная магнитная аномалия протягивается вдоль восточного берега о. Сахалин. На севере она сливается с отмеченной выше аномалией Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, а на юге доходит до края Прикурильской котловины. Эта аномалия также соответствует разломной зоне. Во многом она фиксирует полосу распространения позднемеловых основных эффузивов Восточного Сахалина и встречающихся здесь интрузий гипербазитов. На сейсмическом разрезе коры у Южного Сахалина эта разломная зона фиксируется не только значительным смещением глубинных границ в коре, но и возрастанием граничных скоростей вдоль поверхности базальтового слоя до 7,3—7,4 км/сек, а также возрастанием его мощности.

Третья крупная положительная магнитная аномалия почти на всем своем протяжении совпадает с тектоническим уступом, ограничивающим с севера Прикурильскую котловину. На Камчатке на ее продолжении располагается полоса положительных аномалий с плиоцен-четвертичными и более древними эффузивными комплексами, тяготеющими к зоне глубинных разломов Срединного хребта. В соответствии с этим можно полагать, что и в пределах Охотского моря она также связана с полями магматических пород, трассирующих зону крупного разлома. Западно-Камчатский прогиб, выполненный мощными

немагнитными осадочными толщами обрисован в магнитном поле отрицательными аномалиями.

Вся внутренняя часть Охотского моря, включающая Центрально-Охотское поднятие, прогиб Дерюгина и внутренние борта Северо-Охотского, Присахалинского и Западно-Камчатского прогибов, как отмечалось, расположена в поле аномалий, близких к нормальным, на фоне которых выделяются положительные и отрицательные аномалии, имеющие северо-восточное простирание. Они располагаются под углом к простираниям структур как Сахалина, так и Камчатки. Это позволяет выделить фундамент внутренней части Охотского моря в особый блок, по-видимому, древних структур. Предполагается, что этот блок является прямым продолжением сложенного археем Охотского срединного массива (Чиков, Юнов, Беляев, 1970). По палеогеографическим данным этот массив являлся областью сноса не только для терригенных толщ, развитых на Западной Камчатке и Сахалине, но и для кайнозойских терригенных толщ, слагающих Северные Курильские острова, где найдены так называемые «экзотические» гальки древних гранитов и гнейсов, по-видимому, выносившихся из районов Центрально-Охотского массива.

Для Прикурильской котловины и Южно-Охотской впадины типичны нормальные значения аномалий магнитного поля, сменяющиеся отрицательными аномалиями в зоне, приближенной к Курильской островной дуге. В их глубоководной части основанием осадочной толщи является базальтовый слой. Поверхность этого слоя характеризуется граничными скоростями 6,6—6,7 км/сек.

Переходя к рассмотрению общих черт глубинного строения консолидированной коры Охотоморской депрессии (рис. 42), следует отметить, что для гранитного слоя характерны пластовые скорости 5,5—6,3 км/сек. Общая мощность гранитного слоя изменяется от 5 км (центральная часть Северного прогиба) до 15 км (районы Западной Камчатки, присахалинской части и северных окраин материка). Учитывая, что вертикальная мощность дислоцированных палеозойских и мезозойских отложений несомненно значительна, можно предполагать, что большая часть гранитного слоя, а возможно и весь он сложен здесь только этими образованиями. Среди них, как свидетельствуют геологические данные, гранитные интрузии имеют ограниченное распространение.

Граничные скорости по поверхности базальтового слоя 6,5—6,7 км/сек. Местами (Присахалинский прогиб) зарегистрировано $v_г$ 7,2 км/сек. Базальтовый слой преобладает в разрезе коры Северо-Охотского прогиба, а в Южно-Охотской впадине и в южной части Прикурильского прогиба им сложена вся консолидированная кора. Соотношения гранитного и базальтового слоев достаточно отчетливо разграничивают по особенностям строения консолидированной коры главные тектонические структуры Охотоморской депрессии. В целом отрицательные структуры этой депрессии характеризуются либо преобладанием базальтового слоя над гранитным (Присахалинский и Северо-Охотский прогибы), либо полным выпадением гранитного слоя (Южно-Охотская впадина и значительная часть Прикурильского прогиба). Исключением является Центрально-Охотский массив, где гранитный слой преобладает над базальтовым. В отличие от континентальных структур большая часть Охотоморской депрессии характеризуется сокращенной мощностью консолидированной коры, не превышающей 25 км. Лишь на окраинах депрессии, прилегающих к континенту, мощность консолидированной коры достигает 28—30 км.

Поверхность М в Южно-Охотской впадине располагается на глубине 12—14 км, в северной и центральных частях Прикурильского прогиба — менее 25 км и в центральной части Центрально-Охотского массива — от 25—30 км. Разломы, ограничивающие Центрально-Охотское поднятие, протягиваются примерно согласно с изолиниями глубин до поверхности М. Они рассекают всю толщу коры и уходят в верхнюю мантию. По гравиметрическим данным, глубины заложения этих разломов различны. Ю. Я. Вациловым и др. определены для Восточно-Сахалинского разлома глубины 65—100 км, для Прикурильского разлома 140—235 км. Разломы являются границами вещества мантии разной плотности. Так, разность плотности мантийного вещества между

блоками Южно-Охотской впадины и Центрально-Охотским поднятием по гравиметрическим данным изменяется от 0,05—до 0,12 г/см³, а верхняя мантия в блоке Сахалинских структур по отношению к верхней мантии Центрально-

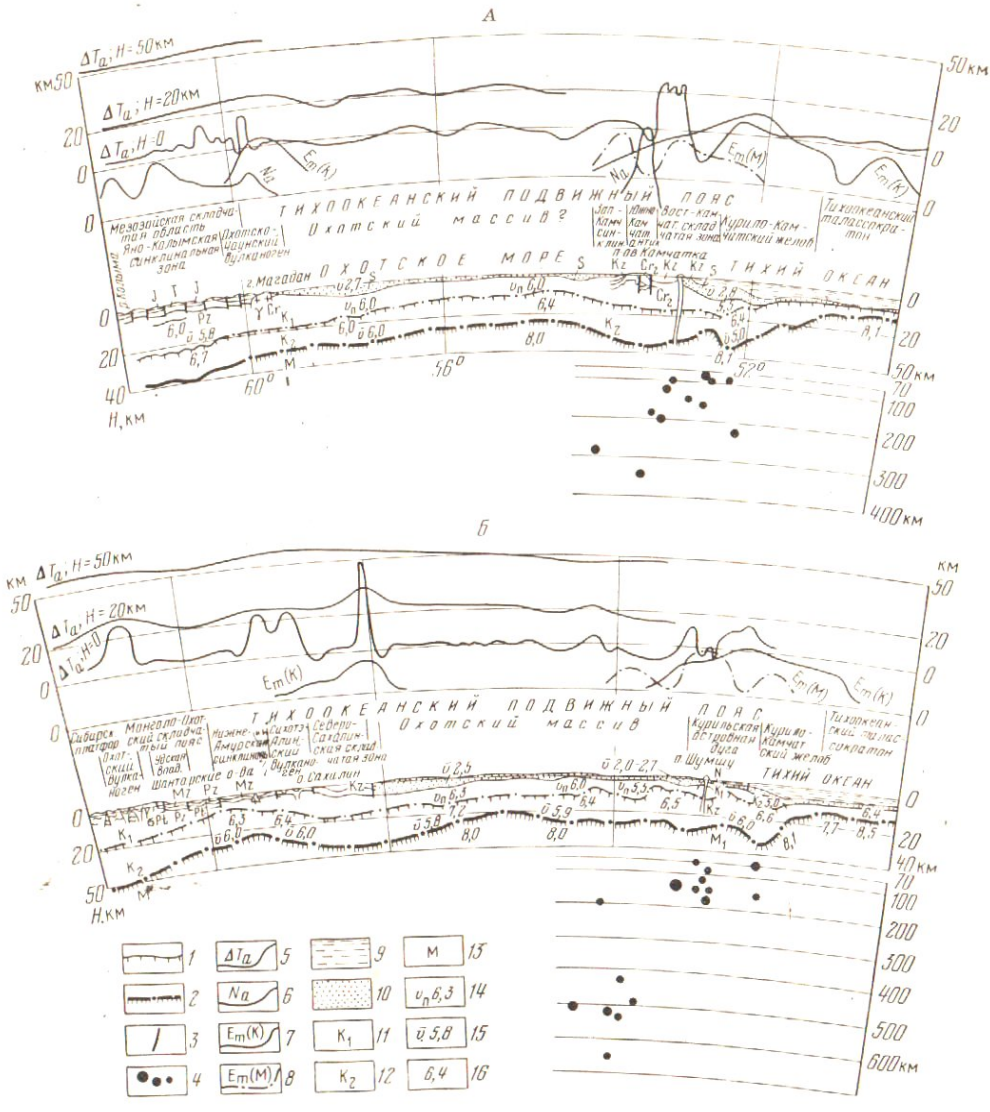


Рис. 42. Разрезы земной коры через Охотоморскую депрессию: по профилю Колыма — Камчатка — Тихий океан (*А*) и по профилю Алдан — Курильские острова — Тихий океан (*Б*), по П. А. Беляевскому и А. Г. Родникову (1971)

1 — поверхность базальтового слоя; *2* — поверхность Мохоровичича; *3* — разломы; *4* — гипоцентры землетрясений; *5* — графики магнитных аномалий; *6* — график неотектонических движений. Графики удельной сейсмической энергии, эрг/(см³·сек): *7* — для коровых землетрясений и *8* — для мантийных землетрясений; *9* — водная толща; *10* — осадочная толща; *11* — гранитный слой; *12* — базальтовый слой; *13* — верхняя мантия; *14* — пластовая скорость, км/сек; *15* — средняя скорость, км/сек; *16* — граничная скорость, км/сек

Охотского поднятия характеризуется уменьшением плотности на 0,04—0,05 г/см³.

Данные ГСЗ свидетельствуют, что граничные скорости сейсмических волн вдоль поверхности М в Охотоморской депрессии постоянны (8,0 км/сек) и только близ Курильской островной дуги в пределах Южно-Охотской впадины были зарегистрированы скорости 7,9 км/сек. В соответствии с этим различия в плотности мантийного вещества, вероятно, связаны с более глубокими частями мантии, чем те, которые приближены к поверхности М.

ЯПОНОМОРСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Как и Охотоморская, Япономорская депрессия отделяет мезозойские структуры Азиатского материка от кайнозойских структур окраины Тихого океана. Особенностями этой депрессии являются преобладание глубоководных котловин и ее наложенный тип. Контуры ее в большей или меньшей мере срезают палеозойские и мезозойские структуры Японских островов и Приморья, а также докембрийские структуры п-ова Корея. Площадь депрессии около 1 млн. км², длина свыше 1800 км (включая Татарский прогиб) и ширина около 900 км.

К рассматриваемой депрессии относится впадина Японского моря и прилегающие к ней с востока выходы погружающихся в сторону моря полого дислоцированных осадочных толщ на побережье Японо-Сахалинской островной дуги и п-ова Корея. Рельеф депрессии в пределах суши сглаженный, равнинный и частью низкогорный. Область Японского моря характеризуется узкой шельфовой зоной и крутым континентальным склоном, осложненным у берегов п-ова Корея и на юго-западе о. Хонсю крупными подводными хребтами. Центральная часть депрессии занята глубоководными котловинами Хонсю и Центральной. Поверхность дна котловин осложнена отдельными подводными возвышенностями и хребтами (Богорова, Аскольда и др.). Котловины разделены крупным подводным поднятием Ямато, состоящим из двух гряд северо-восточного простирания, которые почти достигают юго-западной окраины шельфа п-ова Корея. Севернее них расположена Северо-Япономорская котловина, обрамленная шельфовой зоной, представляющей собой абразионную террасу.

Прямолинейность границ и крутизна откоса материкового склона (15—20°) свидетельствуют о том, что его положение определяется разломом, простирающимся вдоль Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и, соответственно, вдоль контролирующего его глубинного разлома. Как отмечалось, для этого пояса характерна трехслойная кора, включающая гранитный слой, и резкое гребневидное поднятие поверхности М, сопровождающееся уменьшением значений граничных скоростей вдоль нее. Гранитный слой выклинивается на участке континентального склона шириной 30—60 км в направлении Центральной глубоководной котловины.

Данные о строении коры и о геофизических полях депрессии представлены в работах А. Ф. Береснева и др. (1970), И. И. Берсенева (1970), В. М. Ковылина (1966), В. М. Ковылина, Б. Я. Карпа и Р. Б. Шаяхметова (1966), в сборнике «Глубинные сейсмические зондирования земной коры Хоккайдо-Приморской зоны» (1971) и др.

Судя по однородным знакопеременным магнитным аномалиям высокой интенсивности, источники которых располагаются почти у поверхности морского дна, в пределы шельфовой зоны и до подножия континентального склона к востоку от Сихотэ-Алиня простирается Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс. По магнитным аномалиям он может быть прослежен до берегов п-ова Корея, возможно, с перерывом, приходящимся на юго-западное окончание Северо-Япономорской впадины. Фундамент шельфовой зоны в районе залива Петра Великого и южнее по данным магнитных съемок образован теми же комплексами пород, что и в прибрежной полосе Южного Приморья. Для магнитных аномалий типичны близкие к меридиональным простирания.

Северо-Япономорская впадина имеет длину свыше 1500 км при ширине около 300 км. Будучи вытянута в северо-восточном направлении, она как бы срезает мезозойские структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы, которые имеют северо-северо-восточную ориентировку. При этом в расположении рассматриваемой впадины не отмечается сколько-нибудь отчетливой связи с древними структурами Корейского щита. Таким образом, впадина является наложенной.

На севере, в пределах мелководья, Северо-Япономорская впадина сливается с Татарским прогибом, выполненным мощной (6—7 км и, возможно, более) толщей мало уплотненных в верхней части меловых и кайнозойских отло-

жений. В центральной части Татарского прогиба эта толща слабо дислоцирована, но у берегов Сахалина и Хоккайдо в ней фиксируется хорошо выраженная складчатая структура. К югу мощность этих отложений уменьшается до 3—4 км, а в пределах Центральной котловины она сокращается до 1,2—2,0 км. Здесь осадочные толщи лежат в ненарушенном состоянии и характеризуются малыми сейсмическими скоростями (2,1—3,0 км/сек).

В южных районах Центральной котловины установлено, что верхняя часть осадочной толщи мощностью 0,7—1,0 км характеризуется многими отражающими площадками (до 8—10), тогда как для нижней части разреза отражающие площадки не типичны. Осадочный чехол залегает на неровной, осложненной куполовидными поднятиями поверхности древних более плотных образований (Ковылин, Карп, Шаяхметов, 1966).

По данным японских исследователей (Рикитаке, 1970), основанием осадочного чехла служит сейсмический слой мощностью до 2 км, характеризующийся скоростью 4,8 км/сек. Советскими исследователями этот слой не зафиксирован. Вопрос о наличии или отсутствии этого слоя имеет важное значение для отождествления безгранитной коры Японского моря с океанической корой. Выпадение указанного слоя из разреза коры Японского моря дало основание И. И. Берсеневу и другим отрицать возможную корреляцию коры глубоководных впадин Японского моря и коры океанического типа, для которой типичен так называемый «второй» слой. Не исключена возможность, что он образован древними палеозойскими и допалеозойскими платформенными отложениями, известными в Пхеннамской впадине на п-ове Корея. Еще ниже находится базальтовый слой (граничная скорость 6,6 км/сек) мощностью 8—12 км.

Для Пхеннамской и находящейся на ее продолжении Южно-Япономорской впадин отмечается приуроченность к периферийным их частям протяженных положительных аномалий, появление которых, вероятно, связано с зонами ограничивающих впадины глубинных разломов. Эти предполагаемые разрывы, по-видимому, имеют возраст более древний, чем мало уплотненный осадочный чехол, выстилающий дно глубоководных впадин. У подножия континентального склона отмечается его ингрессивное (прислоненное) залегание на более древних консолидированных породах: мезозойских, палеозойских или более древних.

Для обеих впадин типично слабо упорядоченное аномальное магнитное поле. В южной части центральной впадины преобладают положительные аномалии над отрицательными, тогда как на ее северной окраине отмечаются обратные соотношения. Магнитовозмущающие массы располагаются в коре и мантии почти от поверхности морского дна и до глубин примерно 30 км.

Тип аномального магнитного поля обеих впадин существенно отличается как от аномальных полей сопредельных континентальных структур, так и от линейного упорядоченного поля магнитных аномалий Тихого океана. Учитывая, что источником магнитных аномалий в безгранитных впадинах и в пределах океана является базальтовый слой, следует предполагать крупные различия как его состава, так и внутренней структуры этих двух неодинаковых типов структурных областей.

С юго-запада к Северо-Япономорской впадине примыкает довольно широкая зона шельфа, резко отличная по особенностям магнитного поля от Центральной глубоководной котловины. Для нее типичны слабые аномалии положительного и отрицательного знака, свидетельствующие о продолжении под воды Японского моря структур Корейского щита, скрытых под мощными толщами осадочных отложений.

На северо-востоке у берегов Сахалина и Хонсю в осадочной толще выделяется верхний ярус малоуплотненных и не затронутых дислокациями осадочных отложений и нижний ярус, где они дислоцированы. Намечаемые здесь складки образуют единую ветвь структур, протягивающихся от Южного Сахалина до Хоккайдо. Эта зона распространения складок подчеркнута удлиненными положительными магнитными аномалиями, вероятно, связанными с комплексами неогеновых магматических пород.

На севере Северо-Япономорская впадина оканчивается Татарским прогибом. Переход от впадины к Татарскому прогибу сопровождается возрастанием мощности всех слоев коры: осадочного чехла до 6—7 км и консолидированной толщи, включающей полно развитый гранитный слой, до 17—19 км. Мало уплотненный осадочный чехол выклинивается в сторону Сихотэ-Алиня, при этом его мощность и дислоцированность быстро возрастают в направлении о. Сахалин. Зона выклинивания осадочного чехла простирается вдоль края Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. В соответствии с этим при переходе от Центральной глубоководной котловины в область Татарского пролива граничные скорости вдоль поверхности М уменьшаются от 8,2 до 7,5 км/сек. Татарский прогиб характеризуется минимумами значений магнитных аномалий.

Поднятие Ямато состоит из двух подводных возвышенностей, разделенных узкой грабенообразной впадиной глубиной более 2000 м. Вершины этого поднятия достигают отметки 236 м и ниже уровня моря с превышением над глубоководной равниной Центральной котловины более 3400 м. Общая протяженность поднятия более 600 км при ширине 150—200 км. Пробы осадков, поднятых с плоских вершин возвышенностей Ямато, содержат пыльцу наземных четвертичных растений, свидетельствующих о том, что возвышенности еще недавно находились над поверхностью волн. Склоны возвышенностей крутые (до 25°), почти лишенные рыхлых осадочных отложений, в то время как в разделяющем их прогибе мощность рыхлых отложений достигает 200 м. При драгировании с возвышенностей Ямато были подняты обломки риолитов, возможно, свидетельствующие о том, что это поднятие сложено комплексом вулканогенных пород. Здесь же японскими исследователями были подняты обломки гранитоидов, абсолютный возраст которых по калий-аргоновому методу оказался позднепалеозойским (около 300 млн. лет).

Поднятие Ямато по отношению к глубоководным котловинам отличается более высокими и более дифференцированными значениями положительных магнитных аномалий. Вдоль его северо-западного и юго-восточного подножий протягиваются интенсивные линейные положительные магнитные аномалии, по-видимому, трассирующие разломы. Аномалии поднятия Ямато обусловлены расположенными на малых глубинах магнитовозмущающими телами (0—7 км). Аномальное магнитное поле этого поднятия близко к полям, обычно наблюдаемым в районах распространения эффузивов.

Мощность предполагаемого здесь эффузивного комплекса 3—5 км. Он характеризуется пластовой скоростью 4, 9 км/сек. Под ним расположен гранитный слой ($v_г$ 6,2 км/сек) мощностью 6—8 км. Основанием коры поднятия Ямато является базальтовый слой ($v_г$ 6,8 км/сек). По данным советских геофизиков, поверхность М расположена горизонтально, а по данным японских исследователей, она образует небольшой прогиб — «корень». Поверхность М характеризуется $v_г$, равной 7,7 км/сек.

Южно-Япономорская впадина имеет длину свыше 210 км при ширине около 300 км. Наибольшая глубина ее 5 км. Северо-восточное окончание этой котловины выделяется в самостоятельную впадину Ниигата, имеющую изометричные очертания. На юге она сливается с глубоководной котловиной Хонсю.

Геологические исследования в районе островов Цусима показали, что центральная часть Южно-Япономорской впадины по крайней мере на своей южной окраине выполнена кайнозойскими и, возможно, меловыми отложениями мощностью не менее 3—4 км. Севернее, в ее наиболее глубоководной части выделяется слой, характеризующийся сейсмическими скоростями преломленных волн 1,7—2,4 км/сек и мощностью 1—1,5 км. По аналогии с районами суши этот слой, по-видимому, соответствует кайнозойским и меловым отложениям. Их подстилает слой со скоростью 3,3—4,2 км/сек и мощностью 2—3 км, возможно, образованный более древними породами, залегающий на гранитном слое ($v_г$ 5,6—5,7 км/сек).

Сравнительно широкое распространение гранитного слоя, по-видимому, является отличительной особенностью как описываемой котловины, так и под-

нятия Ямато. Мощность этого слоя, вероятно, нигде не превышает 5—8 км, а подстилающего его базальтового слоя (v_p 6,7 км/сек) 4 км. Суммарная мощность консолидированной коры обычно не более 9 км. Она возрастает в районах, непосредственно примыкающих к о. Хонсю (до 20 км). Граничные сейсмические скорости вдоль поверхности М изменяются в пределах 7,7—7,8 км/сек.

Особенностью южной и юго-восточной частей Южно-Япономорской котловины является сложный дифференцированный характер аномального магнитного поля, который связывается с простирающимися в пределы впадины (под осадочным чехлом) вулканогенными поясами южной окраины п-ова Корея и прибрежной части Юго-Западного Хонсю.

Общая схема глубинного строения Япономорской депрессии показана на рис. 43.

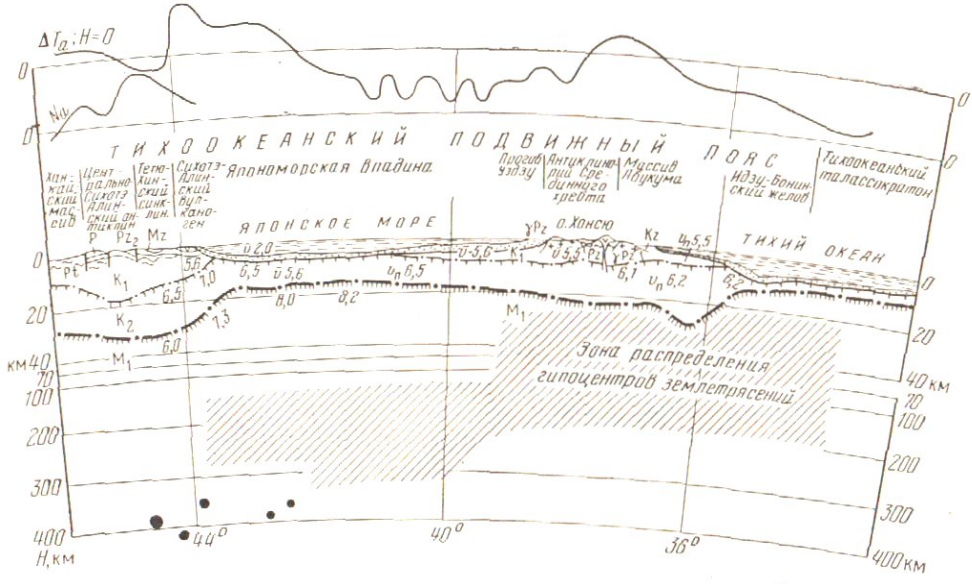


Рис. 43. Разрез земной коры через Япономорскую депрессию и сопредельные структуры (Беляевский, Родников, 1971)

Условные обозначения см. на рис. 42

Важной особенностью лишенных гранитного слоя глубоководных котловин Центральной и Хонсю являются повышенные значения теплового потока (в среднем 2,0—2,5·10^{-6} мкал/сек·см^2 и иногда до 3,0·10^{-6} мкал/сек·см^2). При переходе к участкам с гранитной корой (возвышенности Ямато и зоны шельфовых мелководий) величина теплового потока заметно уменьшается. В этом отношении глубоководные котловины Японского моря аналогичны глубоководным котловинам Охотского моря. Это свидетельствует о специфике условий глубоководных котловин и, возможно, о незавершенных процессах их формирования.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Корякско-Камчатская складчатая область образует крайнее северное звено, которым оканчиваются структуры дальневосточных островных дуг, обрамляющих с запада впадину Тихого океана. Она возникла и развивалась на гетерогенном основании, сложенном метаморфическими комплексами позднедокембрийского — раннепалеозойского (?) возраста и характеризуется сложным, полициклическим развитием, в котором нашли отражение герцинская, мезозойская и кайнозойская эпохи тектогенеза.

Итоги геологического изучения этой области в последние годы были освещены в работах А. В. Горячева (1965), Б. Х. Егиазарова (1970), П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965) и других. Результаты геофизических исследований земной коры представлены в работах С. И. Андреева («Геофизические методы разведки в Арктике», 1968), Н. А. Беляевского и А. Г. Родникова (1971), А. Г. Гайнанова и др. (1967), И. П. Косминской (1964), И. П. Косминской и др. («Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану», 1964), А. А. Ривоша (1964), С. А. Федотова («Проблемы вулканизма», 1964) и многих других.

Корякско-Камчатская складчатая область окаймлена узким Камчатским глубоководным желобом, который отделен от побережья Камчатки узкой полосой континентального склона и шельфовой зоны. Глубоководный желоб к югу от Командорских островов сочленяется с Алеутским глубоководным желобом и далее на северо-восток не продолжается. В районе Командорских островов и севернее, в районе Берингова моря, край этой складчатой области ограничен только неширокой полосой шельфа и континентального склона.

По Б. Х. Егиазарову, в пределах Корякско-Камчатской складчатой области выделяются Корякско-Западно-Камчатская и Олюторско-Восточно-Камчатская складчатые системы. Для них типичны хорошо выраженная линейность и устойчивые на огромном протяжении северо-восточные простирания складчатых структур. Характерны глубинные разломы, подчеркнутые цепочками гипербазитовых интрузий. Как отметил В. М. Чиков, эти системы граничат друг с другом на всем их огромном протяжении по Камчатско-Вывенскому разлому.

Корякско-Западно-Камчатская складчатая система с запада и северо-запада, в районах севернее Пенжинской губы, ограничена Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, а к югу от нее — Центрально-Охотским срединным массивом. На северной окраине она виргирует, образуя субмеридиональную и субширотную ветви, в промежутке между которыми располагаются Анадырский (Анадырско-Сьюордский) срединный массив (Красный и др., 1966). Восточная субширотная ветвь в районе мыса Наварин погружается под толщу недислоцированных отложений шельфа Берингова моря. Под ними она, возможно, протягивается в направлении островов Прибылова. Субмеридиональная ветвь не продолжается далее Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Выходы метаморфического основания складчатой системы известны в Срединном и Ганальском хребтах на Камчатке, где установлены различные гнейсы, амфиболиты и залегающие на них с угловым несогласием толщи зеленых сланцев и других относительно слабо метаморфизованных пород. В Срединном хребте мощность пород основания складчатой системы 8—11 км. В центральной, северной и западной частях Корякско-Западно-Камчатской складчатой системы комплекс пород ее основания, судя по небольшим выходам, образован главным образом зелеными сланцами и в малой мере гнейсами. Г. С. Гнибиденко отрицает возможность отнесения к докембрию всех этих метаморфических толщ, предполагая их гораздо более молодой возраст, тем не менее Б. Х. Егиазаров и другие исследователи полагают возможным устанавливать их заведомо доордовикский возраст. Простирание структур в комплексе пород основания, по-видимому, согласное с общим простиранием Корякско-Западно-Камчатской складчатой системы.

Для палеозоя этой системы намечены протягивающаяся на западе миогеосинклинальная и расположенная на востоке эвгеосинклинальная зоны. В строении первой участвуют терригенные и карбонатные отложения, охватывающие возрастной диапазон от ордовика до перми включительно. Девон здесь карбонатный и частью эффузивный. Суммарная мощность палеозойских отложений около 4 км. Для эвгеосинклинальной зоны типичны вулканогенно-кремнистые, кремнисто-терригенные и рифогенные карбонатные отложения, характеризующие разрез от силура и до перми. Их мощность до 3,8 км. Нижний и средний триас выпадают из разреза. Геосинклинального типа отложения верхнего триаса, нижней и средней юры залегают несогласно на палеозойских. Их мощность до 2 км.

Верхняя юра, мел и палеоген образуют комплекс флишевых и флишоидных отложений. Характерны толщи андезитов. Суммарная мощность верхней половины мезозоя в синклинориях достигает 7 км. Молассового типа отложения палеогена и неогена развиты вдоль западных и северных окраин Корякско-Западно-Камчатской складчатой системы. Они имеют мощность до 6—12 км.

Между Корякско-Западно-Камчатской и Олюторско-Восточно-Камчатской складчатыми системами расположены грабенотипные прогибы: в пределах Камчатки Срединно-Камчатский и на его прямом продолжении в Корякском нагорье Вывенский (Вывникский). Положение этих прогибов контролируется отмеченным выше Камчатско-Вывенским глубинным разломом. Прогибы выполнены толщами неогеновых отложений мощностью 2—5 км.

О л ю т о р с к о - В о с т о ч н о - К а м ч а т с к а я складчатая система характеризуется эвгеосинклинальным комплексом отложений верхнего мела, палеогена и неогена мощностью не менее 11 км. Более древние отложения здесь не обнажены. Поэтому домеловая история геологического развития этой системы не известна. Эвгеосинклинальный комплекс здесь представлен сланцевыми, кремнисто-сланцевыми, флишоидными, флишевыми толщами и толщами вулканогенных накоплений (спилиты, андезиты и др.).

В районе Олюторского полуострова складчатые и разломные структуры Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой системы, как отметили П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова, быстро меняют свое северо-восточное простирание на юго-восточное и, по-видимому, продолжаются в Беринговом море вдоль подводного хребта Ширшова. К югу от Корякского нагорья эта система через район о. Карагинского переходит в Восточно-Камчатский хребет. Л. И. Красный и др. отмечают, что ее вероятным продолжением на юг являются структуры Курильской островной дуги.

Уточняя это положение, необходимо отметить, что на простирании Камчатско-Вывенского глубинного разлома располагаются структуры поднятия Больших Курильских островов, а возможным продолжением структур Восточной Камчатки являются структуры тихоокеанского склона этого поднятия и структуры подводного хребта Витязя и Малых Курильских островов, а также структуры полосы, заключенной между ними и Курильским глубоководным желобом. Это подтверждается данными сейсмических исследований, которые показали прямое продолжение складчатых структур района Восточной Камчатки в пределы тихоокеанского склона Курильской островной дуги.

Для всей Корякско-Камчатской складчатой области характерно отсутствие сколько-нибудь значительных интрузий гранитоидов. Они известны только на ее западных окраинах в непосредственной близости от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, и, по-видимому, тесно связаны с его развитием. Во внутренних районах складчатой области встречаются небольшие по размерам интрузии гранодиорит-габбрового ряда и связанные с глубинными разломами многократные интрузии габбро и ультраосновных пород. Габбро-пироксенит-оливинитовые интрузии Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой системы по петрохимическим особенностям аналогичны такого же состава интрузиям платиноносного комплекса Урала.

В южной части Корякско-Камчатской складчатой области широко проявилась позднекайнозойская (включая четвертичный период) эффузивная и экструзивная магматическая деятельность. Она затухает в районе Камчатского перешейка и на юге Корякского нагорья. С позднекайнозойской магматической деятельностью связаны мощные излияния базальтов, андезито-базальтов и андезитов, образующие значительные по площади и мощности покровы, на которых обособляются вулканические постройки щитового типа и стратовулканы. Так же как и для Японских островов, здесь, по Г. С. Горшкову, наблюдается возрастание щелочности продуктов вулканической деятельности с востока на запад.

На Камчатке известно свыше 180 вулканов, из которых 28 действуют. Они образуют западный и восточный пояса длиной до 700—800 км. По отношению к складчатому фундаменту вулканические пояса являются молодыми

наложенными структурами. Вулканические пояса контролируются глубинными разломами, а отдельные вулканические постройки располагаются на оперяющих их менее значительных расколах.

Анализ гравиметрических данных показал, что вулканы Камчатки контролируются крутопадающими разломами, приуроченными к четко выраженным градиентным зонам, простирающимся параллельно простиранию складчатых и разломных структур, фиксируемых при геологических исследованиях. В аномальном магнитном поле магмовыводящие разломы не отражаются вследствие аномально высокой разогретости коры. Локальное распределение вулканов в вулканических группах контролируется разрывами, по Г. С. Штейнбергу, оперяющими гораздо более крупные глубинные разломы.

В районах современной вулканической деятельности отмечается связь затухания сейсмических волн и распределения аномалий силы тяжести. Относительное понижение значений последних, вероятно, указывает на нахождение очагов расплавленной магмы. Как показывают сейсмологические исследования, магма камчатских вулканов, по данным С. А. Федотова, по-видимому, генерируется на глубинах 60—110 км при пересечении фокальной зоной землетрясений слоя пониженных скоростей, располагающегося на этих глубинах. Верхняя граница магматического очага диаметром до 30 км под Ключевским вулканом расположена на глубине около 60 км. Под Авачинской группой вулканов установлена столбообразная зона повышенного поглощения сейсмических волн, прослеживающаяся на глубину около 80 км.

Главные особенности геологической структуры отражаются в магнитном поле, для которого характерны четко выдержанные на протяжении сотен километров и вытянутые согласно с простиранием складчатой структуры положительные и отрицательные аномалии. Первые в основном отражают распространение молодых лавовых покровов и более древних эффузивов кайнозойского и мелового возраста. Отрицательные аномалии типичны для синклинорных структур, выполненных преимущественно осадочными толщами.

В поле силы тяжести внутренние структуры Корякско-Камчатской складчатой области выражены минимумами значений аномалий, тогда как максимумами характеризуются ее окраины. Они особенно резко выражены в районах, тяготеющих к Тихому океану, и в Командорской глубоководной впадине. На изменение напряженности поля аномалий силы тяжести влияют как изменение мощности коры, так и особенности ее состава.

Эта общая закономерность нарушается в районе Анадырско-Сьюордского срединного массива, подчеркнутого мозаичными преимущественно положительными аномалиями, видимо, отражающими совершенно иной план внутренней тектонической структуры этого массива по отношению к структурам его складчатого обрамления. В гравитационном поле Анадырско-Сьюордский срединный массив хорошо выражен положительными аномалиями, контрастно выделяющимися на преобладающем фоне минимумов силы тяжести, типичных для структур внутренней зоны Корякско-Западно-Камчатской складчатой системы.

Совершенно особую зону образует Восточная Камчатка южнее мыса Сивучего (севернее Усть-Камчатска). Здесь на общем достаточно хорошо выраженном фоне линейных аномалий северо-восточного простирания четко выступают поперечные аномалии северо-западного простирания. На участке мыса Камчатского они располагаются на прямом продолжении аномалий (и соответственно геологических структур) Командорских островов. Южнее им соответствует положение поперечного Начикинского грабена и ряда других также поперечных структур. Магнитная аномалия Начикинского грабена продолжается на 300—400 км на юго-восток в глубь Тихого океана, пересекая почти под прямым углом Камчатский глубоководный желоб. Другие магнитные аномалии этого простирания имеют меньшую протяженность. Однако они также протягиваются в пределы Тихого океана.

Такой же особенностью обладают и аномалии силы тяжести, образующие здесь систему перекрещивающихся под прямым углом аномалий северо-восточного и северо-западного простирания. В целом создается впечатление, что

северо-восточные аномалии потенциальных полей более молодые, так как их связь с позднеэогеновым восточно-камчатским складчатым комплексом не вызывает сомнения. Аномалии северо-западного простирания, видимо, имеют более древний возраст, поскольку только часть из них обнаруживает прямые соответствия грабенам и некоторым другим поперечным структурам, имеющим наложенный характер. Их появление, возможно, вызвано обновлением тектонических движений по каким-то древним направлениям, которым отвечают аномалии северо-западного простирания.

Особенностями аномальных полей обладает западная низменная часть Камчатки, которая отчленена от Срединного хребта резкими протяженными градиентными ступенями, простирающимися в субмеридиональном направлении. Этим ступеням, по-видимому, соответствует глубинный разлом, вдоль которого Корякско-Западно-Камчатская складчатая система граничит со структурами Центрально-Охотского массива, включающего эту часть Камчатки. Для нее также типична разная ориентировка аномалий потенциальных геофизических полей, связанных с древними структурами, и наложенный тип аномалий северо-восточного простирания, отвечающих простираниям складок Корякско-Западно-Камчатской складчатой системы.

Глубинные разломы Корякско-Западно-Камчатской складчатой системы, по Б. М. Чикову, как и в других складчатых системах, характеризуются длительностью развития (несколько геологических периодов). Их расположение тесно связано с общей структурой складчатой системы, что рельефно выражается в отклонении их вместе со складками к северу и юго-востоку «в обход» Анадырско-Сьюордского срединного массива. Глубинные разломы группируются в Пенжинско-Пекульнейскую и Камчатско-Вывенскую зоны, осложненные рядом поперечных разломов.

В магнитном поле глубинные разломы выражены выдержанными положительными линейными аномалиями или полосами линейных аномалий длиной до 400—600 км. Этим аномалиям в поле силы тяжести обычно соответствуют четкие градиентные зоны. Зоны поперечных разломов выделяются уступами в аномалиях магнитного поля. Глубинные разломы сопровождаются многоактным внедрением офиолитов и располагаются вдоль границ тектонических блоков, имевших неодинаковую историю геологического развития.

Для Камчатки, как и для Курильских островов, характерна высокая сейсмичность. Очаги землетрясений сосредоточены преимущественно в пределах фокальной зоны, падающей в сторону полуострова. Выходы фокальной зоны на дно океана находятся на глубинах около 2 км. Вдоль этой зоны не установлено ни одного подводного вулкана, и, соответственно, она не является магмовыводящим каналом. Это связано с тем, что она является областью сжатия, как это установлено С. А. Федотовым и др. при анализе механизма очагов землетрясений. Все действующие и потухшие вулканы расположены к востоку от фокальной зоны.

Фокальная зона, по И. П. Кузину, представляется в виде неоднородной толщи мощностью до 30 км, падающей под углом 55—60° и прослеживающейся до глубины около 200 км. Отдельные гипоцентры землетрясений были зарегистрированы на глубинах около 300 км. Имеющиеся данные о распределении очагов землетрясений показывают, что они реже встречаются на глубинах 60—70 км и 120—150 км. Это, возможно, соответствует зоне плавления мантийного вещества. Именно здесь генерируются магмы, питающие вулканы Камчатки. Вдоль берегов Камчатки фокальная зона прослеживается к северу от широты Командорских островов не более, чем на 200—300 км.

Данные о строении коры по материалам точечных сейсмических зондирований относятся к профилю, пересекающему среднюю часть Камчатки между пос. Ича на побережье Охотского моря и долиной р. Камчатки севернее с. Мильково. Этот профиль показал, что мощность кайнозойских отложений достигает 3—3,5 км на побережье Охотского моря. Здесь поверхность домелового фундамента (v_p 6,3 км/сек), принимаемая за поверхность гранитного слоя, располагается на глубине около 8 км. Мощность гранитного слоя возрастает

от 12—14 км на побережье Охотского моря до 20 км под Срединным хребтом, тогда как мощность базальтового слоя почти не изменяется и остается равной 10—12 км на всем этом пересечении. Глубины до поверхности М соответственно возрастают от 30 до 40 км в направлении р. Камчатки.

Другой профиль проведен также в субширотном направлении от Срединного хребта через р. Камчатку на восток через район Ключевской сопки до хребта Кумроч (рис. 44). Полученный сейсмический разрез коры показал, что поверхность М под Срединным антиклинорием и Центрально-Камчатским синклинорием располагается на глубине около 40 км. Под Восточно-Камчатским антиклинорием в районе вулкана Безымянного она погружается до 43—44 км.

На глубинах около 20 км фиксируется отражающая граница, которая принимается за поверхность базальтового слоя. При этом на глубинах 3 км под Срединным антиклинорием и 4—6 км под Восточно-Камчатским антиклинорием и Центрально-Камчатским и Восточно-Камчатским синклинориями фиксируется еще одна граница ($v_т$ 6,0—6,2 км/сек), принимаемая за основание верхнего структурного этажа геосинклинальных комплексов Корякско-Восточно-Камчатской складчатой системы. Мощности гранитного и базальтового слоев на протяжении профиля меняются от 15 до 20 км. Учитывая постоянство средних скоростей в толще коры выше базальтового слоя (6,0—6,2 км/сек) и близость граничных скоростей вдоль основания отмеченного выше верхнего структурного этажа, следует предполагать, что древние метаморфические комплексы простираются на восток от Срединного хребта и достигают хребта Кумроч. По-видимому, ими сложен гранитный слой либо целиком, либо большая его часть. Таким образом, не отмечается выклинивания гранитного слоя в сторону Тихого океана по крайней мере до осевой части Восточно-Камчатского синклинория.

Один из разломов, зафиксированных вдоль профиля, по-видимому, контролирует положение Ключевской группы вулканов, другие разломы ограничивают и рассекают крупные элементы складчатой структуры.

Профиль также показал, что Срединно-Камчатская депрессия представляется в виде одностороннего грабена с опущенным по Камчатско-Вывенскому разлому восточным бортом. В том же направлении поднимается поверхность базальтового слоя, мощность которого здесь возрастает до 15 км. Мощность же гранитного слоя, по-видимому, сохраняется более или менее одинаковой — около 15 км. Вертикальная мощность комплекса дислоцированных геосинклинальных отложений мезозойско-кайнозойского и, возможно, более древнего возраста по сейсмическим данным может быть здесь оценена от 5 до 9 км.

Расчеты глубин до поверхности М по гравиметрическим материалам, выполненные Г. И. Каратаевым, для всей Камчатки оказались близкими к полученным по сейсмическим данным. Средние скорости в коре Камчатки (6,0—6,2 км/сек) близки к их значениям в коре континентальных структур.

Выше отмечалось, что допалеозойский геосинклинальный фундамент Корякско-Камчатской складчатой области, вероятно, во многом представлен толщами относительно слабо метаморфизованных пород. В лавах Корякского вулкана и вулкана Академии Наук встречены ксенолиты гранитоидов, свидетельствующие о том, что эти породы входят в состав гранитного слоя на Камчатке. По-видимому, аналогичен состав гранитного слоя и в районе Корякского нагорья. Таким образом, состав гранитного слоя здесь скорее всего существенно иной, чем во внутриконтинентальных структурах. Эти данные в известной мере позволяют подтвердить представления Н. А. Богданова (1969) о тихоокеанских талассогеосинклиналях, полностью или частично лишенных гранито-гнейсового основания, свойственного внутриконтинентальным структурам. Ксенолиты габбро и более редкие ксенолиты амфиболитов в лавах кайнозойских вулканов Камчатки, по Ю. П. Масуренкову и др., возможно, были захвачены из базальтового слоя.

Обращают на себя внимание сравнительно большие мощности коры на Камчатке, близкие мощностям коры на Японских островах, и значительно

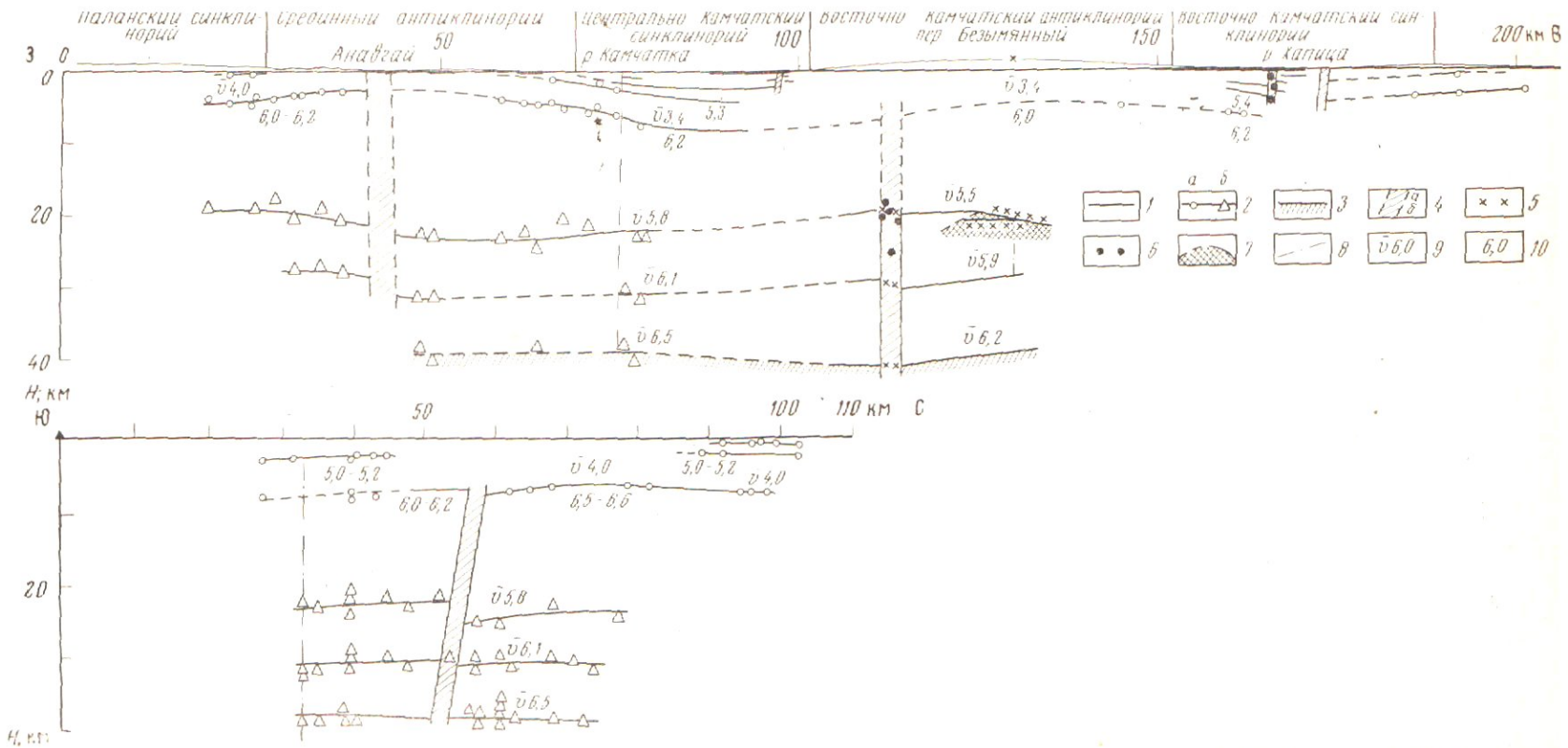


Рис. 44. Сейсмические разрезы земной коры через Олюторско-Восточно-Камчатскую складчатую систему. Составили В. К. Утнасин, С. Т. Балеста, Г. С. Гнибиденко, Г. П. Аносов и В. И. Мараханова

1 — сейсмические границы, построенные по непрерывным наблюдениям; *2* — то же, по точечным зондированиям (*а* — по преломленным и *б* — *по отраженным волнам*); *3* — поверхность Мохоровичича; *4* — разломы по сейсмическим данным (*а* — *достоверные*, *б* — предполагаемые); *5* — участки аномалий сейсмической записи; *6* — точки дифракции, *7* — *предполагаемое положение* периферического магматического очага под вулканом; *8* — пересечение профилей; *9* — средние скорости, км/сек; *10* — граничные скорости, км/сек.

меньшая мощность базальтового слоя, что, по-видимому, характерно только для Камчатки. Поверхность М здесь, как и в других районах Дальнего Востока, не отражает ни гипсометрических особенностей рельефа, ни крупных элементов геологической структуры. По отношению к ним она является секущей и, возможно, эпигенетичной.

Приведенные данные о глубинах до поверхности М на Камчатке с учетом гравиметрических данных дают основание полагать, что мощность коры под Корякским нагорьем также, вероятно, достигает 35—40 км, тогда как в пределах Пенжинской и Анадырской депрессий и на побережье Берингова моря она едва ли превосходит 30—35 км.

КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Курильская островная дуга имеет сложную позднекайнозойскую складчатую структуру, непосредственно продолжающую к югу Олюторско-Восточно-Камчатскую складчатую систему. Она обращена выпуклой стороной в направлении Тихоокеанской впадины. Ее длина свыше 1200 км при ширине 100—200 км и радиусе кривизны около 2000 км. Большая часть Курильской островной дуги скрыта под водами Тихого океана. В течение всего кайнозоя дуга являлась ареной активного проявления магматической деятельности, различной по типу и составу, и накопления осадков, что позволяет рассматривать ее в качестве структуры, геосинклинальное развитие которой продолжается.

Геология подводной части Курильской островной дуги освещена в работах Г. С. Горшкова (1968), А. В. Горячева (1965), К. Ф. Сергеева (1970) и ряда других исследователей. Результаты геофизического изучения ее подводной и надводной частей и данные о строении земной коры освещались Н. С. Вейцман (1965), А. Г. Гайнановым и др. (1967), Е. И. Гальпериным и др. (1958), С. М. Зверевым и Л. Р. Мерклиным (1966), И. К. Туезовым (1970), Э. Э. Фотиади и И. К. Туезовым (1972) и многими другими авторами.

В рельефе рассматриваемая дуга представляет собой крупное горное сооружение, состоящее из согласно изогнутых внутренней и внешней горных цепей, разделенных глубокой впадиной. Внутренняя цепь вытянута вдоль Больших Курильских островов. Ее подножия со стороны Охотского моря располагаются на глубинах около 3 км. Внешняя цепь простирается вдоль Малых Курильских островов и подводного хребта Витязя. Со стороны Тихого океана ее подножия у края Курильского глубоководного желоба находятся на глубинах 5,5—6 км.

Подводные склоны горных цепей осложнены продольными ступенями, вдоль которых следуют молодые разломы. Характерна также система молодых поперечных разломов, вдоль которых возникли узкие каньонообразные ущелья, занятые проливами Крузенштерна, Буссоли и др. Наибольшая вершина островной дуги — вулкан Алаид имеет отметку 2239 м. Остальные вершины обычно не более 1000—1500 м. Относительные превышения горных цепей над дном Охотского моря достигают 4—5 км, а по отношению к поверхности дна Тихого океана 6—8 км.

Курильский глубоководный желоб отграничивает Курильскую островную дугу от дна Тихоокеанской впадины. По изобате 6000 м его ширина не превышает 20—60 км. Крутизна склонов желоба до 20—25°. Дно его сглажено в результате процессов аккумулятивного выравнивания. Мощность осадков на дне желоба 0,3—0,8 км. Горным цепям соответствуют сложные, возможно, горстообразные геоантиклинального типа поднятия Больших и Малых Курильских островов, а разделяющей их впадине отвечает, вероятно, наложенная синклинорная структура Срединно-Курильского прогиба.

На севере эти структуры Курильской островной дуги по простиранию, по-видимому, непосредственно переходят в структуры Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой системы. На юге они переходят на северо-восточную часть Хоккайдо (район п-ова Немуро), где образуют лишенное крупных разломов торцовое сочленение с Японо-Сахалинской островной дугой.

Поднятие Больших Курильских островов сложено толщами туфопесчаников, туфобрекчий и туфоконгломератов, среди которых заключены пачки преимущественно средних эффузивов (андезитов и андезито-базальтов) и частью базальтов, липаритов и игнимбритов. Возраст этих отложений от верхнего олигоцена до плиоцена включительно. Они собраны в складки, осложненные сбросами и нарушениями надвигового типа, и прорваны небольшими по размерам интрузиями габбро, габбро-норитов, гранодиоритов и плагиогранитов. Мощность этих отложений возрастает с юго-запада на северо-восток в направлении Камчатки от 3 до 7 км (Сергеев, 1970). Основание стратиграфического разреза не обнажено. Четвертичные образования в основном представлены вулканическими лавами и туфами андезитового и андезито-базальтового состава. На Больших Курильских островах известно свыше 100 действующих и 38 потухших вулканов. С. М. Кравченко показал, что содержание урана, тория и свинца в кайнозойских андезитовых и андезито-базальтовых лавах близки к средним для континентальных толеитов. Такое же содержание в них щелочей. Это доказывает возможность явлений контаминации глубинными магмами материала земной коры, имеющей кислый состав.

Северо-восточные склоны поднятия Больших Курильских островов покрыты тонким слоем слабоуплотненных осадков. У подножия поднятия их мощность возрастает. Здесь по сейсмическим данным отмечаются резкие дислокации, по-видимому, соответствующие крупной разломной зоне, отчленяющей это поднятие от Охотоморской депрессии. На склонах поднятия слабоуплотненные осадки залегают на дислоцированных толщах кайнозоя ($v_г$ 3,6—5,0 км/сек). В соседних районах Южно-Охотской впадины они лежат на существенно иных, гораздо более плотных породах ($v_г$ 6,5—7,0 км/сек).

Поднятие Малых Курильских островов сложено полого дислоцированными толщами базальтов, туфопесчаников, туфоконгломератов, а также алевролитов и аргиллитов верхнего мела мощностью до 1,5 км. Они прорваны мелкими интрузиями габбро-норитов, габбро и диоритов. Известны интрузии богатых калием щелочных базальтоидов. Судя по сейсмическим данным, отложения верхнего мела слагают также широкую антиклинальную структуру подводного хребта Витязя, где их мощность 2 км. Здесь основанием верхнего мела служат плотные породы с $v_п$ 5,0—5,6 км/сек. Формации и мощности верхнемеловых и кайнозойских отложений Курильской островной дуги во многом аналогичны отложениям этого возраста, слагающим Олюторско-Восточно-Камчатскую складчатую систему.

Сейсмический профиль, проведенный близ о. Итуруп, показал, что Срединно-Курильский прогиб, по С. С. Спеговскому, выполнен слабо дислоцированными полого складчатыми отложениями, вероятно, верхнего кайнозоя мощностью более 4 км.

На Тихоокеанском склоне поднятия Малых Курильских островов намечается Внешне-Курильский прогиб, выполненный кайнозойскими и, возможно, мезозойскими отложениями. По данным ГСЗ, их мощность 6—7 км. По данным МОВ, мощность верхней малоуплотненной толщи не превышает 2 км. В сторону Курильского глубоководного желоба мощность этих отложений сокращается; в осевой части желоба она менее 1 км. Эта осадочная толща в глубоководном желобе залегает на породах с $v_г$ 6,4—6,5 км/сек, а на склонах поднятия — на породах с $v_г$ 4,8—5,2 км/сек. Таким образом, поднятия Курильской островной дуги образованы менее скоростными и, по-видимому, менее плотными породами, чем породы консолидированного основания расположенной на западе Южно-Охотской впадины и находящегося на востоке Курильского глубоководного желоба.

Магнитное поле Курильской островной дуги характеризуется линейно вытянутыми вдоль нее протяженными аномалиями разного знака. Поднятию Больших Курильских островов свойственны сравнительно короткие преимущественно отрицательные аномалии, а поднятию Малых Курильских островов, включая его тихоокеанский склон и в значительной мере зону Курильского глубоководного желоба, — широкие протяженные положительные аномалии

высокой интенсивности, сливающиеся с аналогичными аномалиями приокеанской окраины Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой системы.

Расчет верхних и нижних кромок магнитовозмущающих масс показал, что они в районе Больших Курильских островов располагаются соответственно на глубинах 4 и 16—18 км, а в зоне Курильского глубоководного желоба — на глубинах 18 и 34—50 км. Из этого следует, что магнитовозмущающие массы в пределах поднятия Больших Курильских островов связаны только с корой, тогда как в зоне Курильского глубоководного желоба они приходятся на нижнюю половину базальтового слоя и верхнюю мантию.

Поле силы тяжести также характеризуется линейностью и дифференцированностью аномалий. Для поднятия Больших Курильских островов и Средне-Курильского прогиба типичны относительно пониженные значения аномалий

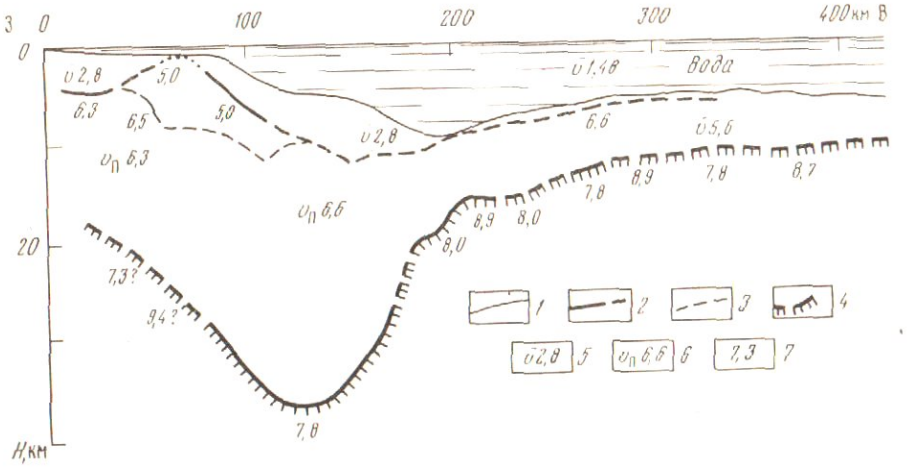


Рис. 45. Сейсмический разрез земной коры через Курильскую островную дугу (о. Итуруп), Курильский глубоководный желоб и окраину Тихого океана, по С. М. Звереву и др.

Поверхности: *1* — океанического дна, *2* — фундамента, *3* — внутри консолидированной коры (вероятно, поверхность базальтового слоя), *4* — Мохоровичича; скорости км/сек: *5* — средняя, *6* — пластовая, *7* — граничная

Буге. То же характеризует и Внешне-Курильский прогиб. Поднятие Курильских островов расположено в зоне возрастания значений этих аномалий. Однако ось поднятия и ось аномалии не совпадают, что, видимо, связано с особенностями распределения плотностей в коре и верхней мантии. Курильский глубоководный желоб расположен в области быстрого возрастания значений аномалий в направлении Тихого океана. Следует заметить, что очертания кривой аномалии силы тяжести Буге, характеризующей поперечное сечение Курильской островной дуги, слабо отражают рельеф поверхности М. Это указывает на важную роль неоднородностей верхней мантии в формировании поля силы тяжести.

Кора Курильской островной дуги довольно подробно изучена методами глубинных сейсмических исследований (рис. 42 и 45). От соседних структур Охотского моря и Тихого океана она отличается большими мощностями. В рельефе поверхности М здесь наблюдается четкая депрессия, плановое положение которой определяется контурами, ограничивающими дугу. Малые мощности коры, свойственные тихоокеанским структурам и океанскому склону Курильского глубоководного желоба (4—6 км), вдоль его оси быстро сменяются большими мощностями. В 40—50 км от оси желоба поверхность М находится на глубинах 25—35 км. Полосе быстрого нарастания мощностей коры соответствует глубинный разлом, выявленный при сейсмических исследованиях. Более мощная кора островной дуги граничит с тонкой корой Прикурильской и Южно-Охотской впадин также вдоль зоны разлома. Таким образом, Курильская

островная дуга имеет четкие разломные ограничения, по-видимому, на всем ее огромном протяжении.

Депрессия в рельефе поверхности М асимметрична, наибольшие глубины ее отмечаются под тихоокеанским склоном поднятия Малых Курильских островов (до 30—35 км) вдоль Курильского глубоководного желоба. Этот глубокий прогиб поверхности М протягивается и вдоль восточных берегов Камчатки. Он, как и аномалии магнитного поля, подчеркивает общность структур Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой системы и структур Курильской островной дуги. Поднятиям Больших и Малых Курильских островов в рельефе поверхности М соответствует склон этой депрессии. Таким образом, горно-складчатые сооружения рассматриваемой островной дуги принадлежат

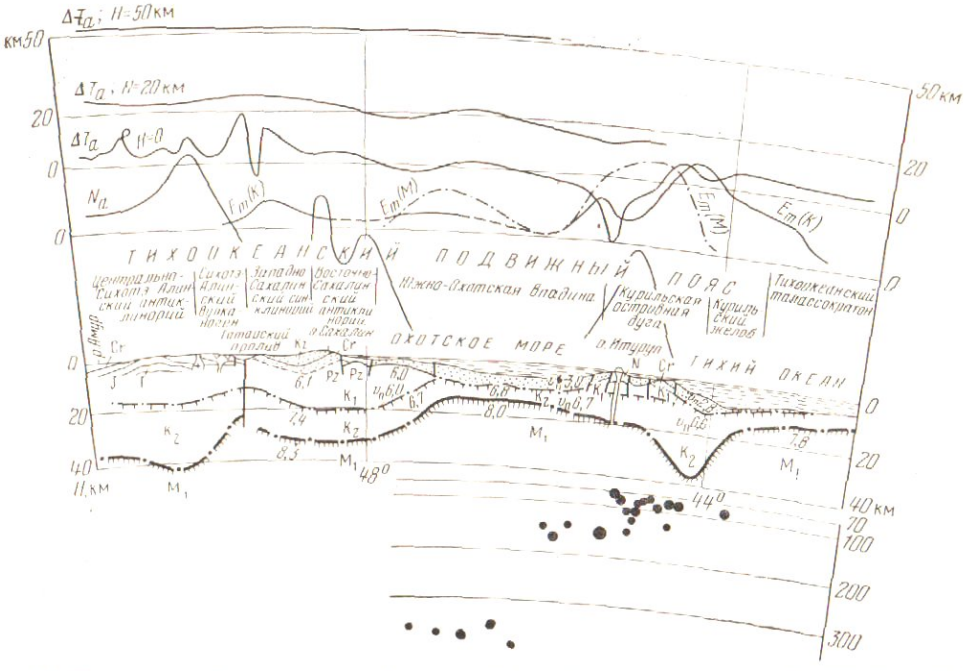


Рис. 46. Разрез земной коры через о. Сахалин, Южно-Охотскую впадину и Курильские острова (Беляевский, Родников, 1971)

Условные обозначения см. на рис. 42

к числу «бескорневых» структур. Мощность коры под этими поднятиями изменяется от 14 до 20 км.

Кора Курильской островной дуги многослойна и неоднородна по своему строению как вдоль ее простирания, так и вкрест к нему. Твердая кора образована отмеченными выше прерывистым слоем слабо уплотненных осадков и вулканогенно-осадочными комплексами. Эти отложения, по-видимому, полностью или почти полностью выклиниваются в западном и восточном направлениях от антиклинальных поднятий (рис. 46). Ограничивающая их снизу поверхность характеризуется $v_г$ 5,0—5,5 км/сек. Глубже располагается так называемый гранитный слой, который по сейсмическим данным фиксируется только под Южными, Северными и Малыми Курильскими островами. Он не зафиксирован под Средними Курильскими островами и на тихоокеанском склоне поднятия Малых Курильских островов. Мощность гранитного слоя не превышает 5—7 км. На Средних Курильских островах, где гранитный слой отсутствует, мощность твердой коры уменьшается до 14 км, тогда как на тихоокеанском склоне поднятия Малых Курильских островов, где гранитный слой также отсутствует, она возрастает до 20—25 км.

Для поверхности повсеместно развитого базальтового слоя характерны значения $v_г$ 6,5—6,6 км/сек. Мощность базальтового слоя увеличивается по

мере углубления депрессии в рельефе поверхности М и достигает максимума (23—24 км) под тихоокеанским склоном поднятия Малых Курильских островов. С зоной наибольших мощностей базальтового слоя совпадает ось отмеченной выше крупной положительной магнитной аномалии. В районе Средних Курильских островов, где мощность базальтового слоя сокращена до 6—8 км, интенсивность положительных магнитных аномалий уменьшается. Вместо положительных аномалий высокой напряженности здесь появляются поля, где магнитные аномалии отличаются нормальными значениями. Все это подтверждает высказанное И. К. Туезовым и др. (1967) положение о прямой связи Восточно-Курильской положительной магнитной аномалии с базальтовым слоем.

Граничные скорости вдоль поверхности М изменяются в широких пределах от 7,6 до 8,5 км/сек. Их малые значения более характерны для обоих антиклинальных поднятий, а большие — для части островной дуги, приближенной к Курильскому глубоководному желобу, и, возможно, для района Средних Курильских островов в пределах рассматриваемой островной дуги.

Причины появления малых граничных скоростей были рассмотрены С. А. Федотовым и др., отметившими, что при установленных здесь по сейсмическим данным мощностях земной коры в 15—20 км с учетом данных о величине теплового потока температуры на поверхности М не могут быть большими. Вероятно, они не превышают 300° С, что, с одной стороны, определяет невозможность плавления силикатного вещества коры и верхней мантии и, с другой, дает основание предполагать, что магматические расплавы, питающие действующие вулканы, поднимаются с гораздо больших глубин. На Курильских островах главная масса землетрясений происходит в интервале глубин от 0 до 60 км, причем на глубинах около 60 км температура в верхней мантии достигает 700° С. При этой температуре возможна генерация подвижных магм тихоокеанского типа (андезитовых, андезито-базальтовых и других).

Зона пониженных скоростей в верхней мантии, по данным сейсмологических исследований под Южными Курильскими островами, охватывает как расположенную на этой глубине вероятную область генерации подвижных магм, так и расположенные над ней и под ней слои верхней мантии. Скорости, равные 8,1 км/сек, здесь отмечаются на глубинах около 100 км. Гравиметрические расчеты показали, что плотность верхней мантии под островной дугой характеризуется недостатком плотности около 0,1 г/см^3, тогда как в зоне глубоководного желоба и под окраиной Тихого океана отмечается избыток плотности 0,1—0,2 г/см^3 (соответственно плотности оцениваются в 3,1 и 3,3г/см^3). Таким образом, под поднятиями Курильской островной дуги отмечается не только область пониженных скоростей, но и область пониженных плотностей.

Данные петрологических исследований подтверждают этот вывод. Р. И. Родионова и В. И. Федорченко показали, что ксенолиты глубинных пород, вынесенные лавами курильских вулканов, представлены гранулитами, амфиболитами, эпидотовыми и альбитовыми амфиболитами, плагиоклазсодержащими пироксеновыми сланцами, биотит-гиперстеновыми сланцами, эгирин-авгитовыми породами, диоритами, плагиогранитами, пикроксенсодержащими анортозитами, диабазами, роговиками и некоторыми другими породами. При этом в ксенолитах полностью отсутствуют эклогиты, шпинелевые пироксениты, перидотиты и другие плотные, высокоскоростные породы. Это дало основание названным исследователям предположить, что верхняя мантия под Курильской островной дугой образована не гипербазитами, как в континентальных районах, а метаморфическими и интрузивными породами, область термодинамической устойчивости которых ниже зоны перехода габбровой минеральной ассоциации в эклогитовую.

Среди ксенолитов в лавах курильских вулканов не встречается пород, характерных для гранито-метаморфических комплексов областей распространения континентальной коры — типичных калишпатовых гнейсов и гранитов. Это характеризует своеобразие состава глубоких зон коры и мантии под Курильской островной дугой.

Отмеченные соображения о возможном составе верхней мантии не исключают того, что нижняя часть консолидированной коры под Курильской островной дугой может быть образована комплексами метаморфических пород, например, аналогичных тем, которые известны в районах Хавывенской возвышенности на Камчатке, в Сусупайском хребте на Сахалине и в хребте Хидака на Хоккайдо. Для выяснения состава этой части разреза консолидированной коры существенный интерес представляют данные В. М. Дуничева о гораздо более широком, чем предполагалось ранее, распространении игнимбритов, липаритов, гранитоидов, а также устойчивых признаков оловянного оруденения в пределах Больших Курильских островов не только там, где установлен гранитный слой, но и на Средних Курильских островах, где по сейсмическим данным он отсутствует. Как полагает В. М. Дуничев, базальтовый слой на Курильских островах является гранитным слоем, измененным в результате крупных внедрений основной магмы.

Имеющиеся данные глубинных сейсмических исследований свидетельствуют о возможной расслоенности базальтового слоя. Так, в нижней части консолидированной коры под Южными Курильскими островами отмечен раздел, характеризующийся граничной скоростью 7,2 км/сек. Признаки субгоризонтальной расслоенности базальтового слоя отмечены и в других местах. Поэтому представляется очень вероятным предположение о вертикальной неоднородности базальтового слоя. В частности, верхняя его часть на тихоокеанском склоне поднятия Малых Курильских островов может быть сложена теми же мощными дислоцированными толщами основных эффузивов и терригенных пород верхнего мела и кайнозоя, которые слагают структуры Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой системы в районе антиклинория Восточных полуостровов на Камчатке. Толщи именно этих пород включают главные магнитовозмущающие объекты, создающие в этом районе крайний северо-восточный фланг отмеченной ранее весьма интенсивной положительной Восточно-Курильской магнитной аномалии. Поэтому кажется очень вероятным, что однородная по типу магнитная аномалия должна быть сложена на всем протяжении одинаковыми комплексами магнитовозмущающих пород.

Более глубокие горизонты базальтового слоя могут быть образованы комплексами метаморфических пород основного состава. Что касается гранитного слоя, то он может быть сложен упоминавшимися ранее метаморфическими комплексами типа Хидака на Хоккайдо и его аналогами на Камчатке и Сахалине. При этом кажется преждевременным исключать возможность нахождения в его составе метаморфизованных пород и более кислого состава. Их контаминация глубинными магмами определяет в лавах Курильских островов повышенные содержания щелочей и радиоактивных элементов.

ЯПОНО-САХАЛИНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Японо-Сахалинская островная дуга — сложная складчатая структура, в строении которой участвуют структурные этажи докембрийского (?) палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Общим для них является согласное (или близкое к согласному) простирание складчатых структур и отчетливо выраженная продольная и, в известной мере, поперечная зональность. Характерна мощная кора с полно развитым гранитным слоем, выклинивающимся в сторону глубоководных котловин Японского и Охотского морей, а равно и в сторону Тихого океана. Позднеогеновая — четвертичная вулканическая деятельность проявлена только на Японских островах. Так же, как на Камчатке и Курильских островах, она накладывается на ранее образованные складчатые структуры.

В последние годы сводные результаты геологических исследований представлены в работах М. С. Маркова и др. (1967), Ю. М. Пущаровского (1972) и др. Исследования проблем строения коры и геофизических полей были опубликованы Ю. А. Будянским и А. А. Суворовым (1970), в работах Ю. А. Павлова и др. (1970), Г. Рикитаке (1970), А. Г. Родникова и Р. Д. Родниковой (1971),

А. А. Суворова и др. (1970), П. М. Сычева (1966), в монографии «Глубинные сейсмические зондирования земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны» (1971) и в других трудах.

Ширина дуги на Северном Сахалине менее 200 км. Характерный элемент многих островных дуг — глубоководный желоб со стороны Тихого океана окаймляет только среднюю часть дуги между Хоккайдо на севере и п-овом Босо на юге. Южнее желоб отходит от Японо-Сахалинской островной дуги и продолжается вдоль восточного склона Идзуситито-Бонинской островной дуги, что в известной мере свидетельствует о его структурной самостоятельности по отношению к островной дуге.

Таким образом, Японо-Сахалинская островная дуга не принадлежит к числу типичных островных дуг, характеризующихся наличием гирлянды островов и сопряженного с нею глубоководного желоба. Однако для всей Японо-Сахалинской дуги, так же как и для других островных дуг, характерны интенсивные положительные изостатические аномалии, а для Японского глубоководного желоба — отрицательные. По данным А. А. Андреева, для Сахалина отмечается прямая связь распределений изостатических аномалий и сейсмичности.

В районе Корейского и Татарского проливов рассматриваемая дуга приближена к континентальным структурам, будучи отделена от них заложенными на континентальном основании глубокими прогибами, почти полностью скомпенсированными толщами в общем слабо дислоцированных терригенных отложений.

К северу от Сахалина Японо-Сахалинская островная дуга не проявляется в кайнозойском и верхнемезозойском осадочном чехле этой части Охотского моря. По-видимому, она затухает в структурах его консолидированного основания.

Для северной ветви Японо-Сахалинской дуги, расположенной в пределах СССР, типичны нормальные и отрицательные значения аномалий магнитного поля, осложненные небольшими положительными аномалиями, вызванными телами магматических пород, тогда как для ее южной ветви, находящейся в Японии, характерны положительные магнитные аномалии. В южной части Хонсю они вытянуты согласно с линейными аномалиями Тихого океана. Неодинаковы и аномалии силы тяжести. Существенны отличия их геологического и глубинного строения.

Для Северной (Сахалинской) ветви Японо-Сахалинской островной дуги характерно широкое развитие терригенных и частью вулканогенных комплексов неогенового, палеогенового и позднемелового возраста. Их мощность на Сахалине превышает 10 км. Эти комплексы прорваны небольшими интрузиями базитов (частью щелочных). Только в южных районах Сахалина известны мелкие интрузии натриевых гранитоидов. Вдоль зон глубинных разломов на протяжении всей Северной ветви встречаются мелкие тела гипербазитов. Для осадочного чехла островной дуги характерны субмеридиональные широкие линейные складки. В ядрах антиклинорных поднятий на Сахалине обнажен фундамент верхнемеловых отложений. Он образован филлитами, слюдяно-графитовыми, хлоритовыми, актинолитовыми и другими метаморфическими сланцами среднепалеозойского (?) возраста. Их мощность свыше 4,5 км.

Кроме метаморфических пород, на Сахалине в строении фундамента участвуют геосинклинальные вулканогенно-осадочные комплексы пермо-карбона и близкие по составу мезозойские отложения. На Хоккайдо доверхнемеловой фундамент сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами юры и неокома, а также триаса и более глубоко измененными предположительно верхнепалеозойскими толщами (гнейсы, мигматиты, роговики и др.).

Структуры Хоккайдо являются связующими между Северной и Южной ветвями Японо-Сахалинской островной дуги, с одной стороны, и Курильской островной дугой, с другой. Так, западная и юго-западная части Хоккайдо в структурном отношении аналогичны северной части Хонсю, тогда как структуры северо-восточной части Хоккайдо находятся на прямом продолжении

структур Сахалина в районе пролива Лаперуза. Сейсмическими данными подтверждено прямое продолжение структур Поронайской и Сусунайской межгорных впадин на Сахалине через залив Терпения в пределы о. Хоккайдо.

На северо-восточной окраине о. Хоккайдо происходит торцовое сочленение кайнозойских складчатых структур субмеридионального (сахалинского) простирания с того же возраста северо-восточными структурами Курильской островной дуги. Такое сопряжение имело место уже в позднем мелу и в палеогене. Здесь в это время формировался глубокий геосинклинальный прогиб, открывавшийся в сторону Курильских островов. На месте этого прогиба позднее возникли оба отмеченных ранее антиклинальных поднятия Курильской островной дуги. Между расходящимися на север и северо-восток антиклинальными структурами о. Хоккайдо расположена синклинальная структура, открывающаяся в сторону Южно-Охотской впадины. Она выполнена слабо уплотненными, полого дислоцированными кайнозойскими отложениями мощностью свыше 5 км. Эти отложения, по-видимому, непосредственно переходят в осадочный чехол упомянутой впадины, где он непосредственно залегает на базальтовом слое.

На Сахалине антиклинорные поднятия разделяют структуру островной дуги на Татарский, Поронайский и Присахалинский прогибы, исследованные в последние годы сейсмическими методами («Глубинные сейсмические зондирования земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны», 1971). В строении прогибов участвуют неогеновые и палеогеновые отложения ($v_г <$ $<$3,6 км/сек) и верхнемеловые отложения ($v_г$ 4,2—5,0 км/сек). Допозднемеловой фундамент прогибов характеризуется в районе залива Терпения $v_г$ от 5,4—5,8 до 6,0—6,4 км/сек.

Внешние борта Татарского и Присахалинского прогибов, где складчатые дислокации проявлены слабо и мощность осадочной толщи сокращена, соответственно принадлежат отмеченным выше Япономорской и Охотоморской депрессиям, тогда как их внутренние борта, отличающиеся линейной складчатой структурой, относятся к островной дуге. На севере Сахалина прогибы соединяются, образуя единую впадину, сливающуюся с седиментационной депрессией Охотского моря. Здесь линейная складчатость уступает место пологой куполовидной. Полное выполаживание складчатой структуры происходит несколько южнее Северо-Охотского прогиба. В этом районе Японо-Сахалинская островная дуга, по-видимому, полностью затухает.

Татарский и Присахалинский прогибы имеют резко выраженное асимметричное строение. Наибольшие глубины в прогибах наблюдались в прибрежной зоне Сахалина; при этом максимальные глубины Татарского прогиба достигают 15—17 км, а Присахалинского 5—6 км. Татарский прогиб протягивается на юг от Сахалина в шельфовые зоны Хоккайдо и северного побережья Хонсю. На о. Хонсю в сторону прогиба открываются сравнительно небольшие впадины, выполненные полого дислоцированными толщами кайнозойских и меловых отложений. Присахалинский прогиб прослежен от мыса Шмидта почти до мыса Терпения. Южнее находится выступ Центрально-Охотского поднятия, отделяющий этот прогиб от Южно-Охотской впадины.

Рельеф поверхности М Северной ветви Японо-Сахалинской островной дуги характеризуется глубокой депрессией (см. рис. 42). К северу от Сахалина эта депрессия выполаживается и исчезает вместе с отмиранием кайнозойских структур островной дуги. Здесь глубины до поверхности М менее 30 км. Вдоль осевой зоны Сахалина и в заливе Терпения глубины до нее достигают 35 км, а на Хоккайдо до 37—40 км, тогда как на восточной и западной окраинах островной дуги поверхность М находится на отметках не более 18—22 км.

Для поверхности М под Сахалином типичны обычные значения граничных скоростей (8,0—8,2 км/сек). В центральной части Сахалина нижняя половина базальтового слоя отличается тонкой расслоенностью, причем здесь вместо четкой поверхности М между корой и мантией наблюдается переходный слой мощностью не менее 3—5 км. Базальтовый слой в осевой зоне Сахалина имеет мощность 15—18 км. В направлении окраин островной дуги она сокращается

до 8—10 км. Для поверхности базальтового слоя характерны аномально высокие граничные скорости — 7,0—7,4 км/сек.

Что касается гранитного слоя, то его мощность изменяется от 12—14 км вдоль западной окраины и до 8—10 км в осевой зоне Сахалина. В сторону Южно-Охотской впадины гранитный слой полностью выклинивается. Северная часть Сахалина, по-видимому, целиком расположена в зоне больших мощностей гранитного слоя (10—15 км). Здесь гранитный слой слагает большую часть коры.

На Южном Сахалине и в районе залива Терпения граничные скорости вдоль поверхности гранитного слоя близки к базальтовым — 6,2—6.4 км/сек, что свидетельствует о своеобразии его состава. Учитывая данные М. Ф. Скориковой о том, что для палеозойских метаморфических комплексов Сахалина установлены близкие скорости распространения упругих волн, следует предполагать, что и гранитный слой в основном сложен аналогичными породами.

Депрессии в рельефе поверхности М соответствует общий прогиб фундамента верхнемеловых отложений и пониженные значения аномалий силы тяжести в редукции Буге. Антиклинорные поднятия выделяются относительными максимумами, а прогибы — минимумами значений этих аномалий. Это указывает на связь крупных локальных аномалий силы тяжести с гравитирующим эффектом осадочного чехла и рельефа его консолидированного основания.

Депрессия поверхности М на Сахалине осложнена Тымь-Поронайским разломом, который рассекает всю толщу коры и приводит к смещению глубинных границ на 3—4 км. По разлому опущены докайнозойские структуры коры, расположенные к западу от него. Меньшими амплитудами разлом выражен в кайнозойской толще, что, вероятно, свидетельствует о его затухающем во времени развитии.

Особенностью Тымь-Поронайского разлома является его слабое отражение в аномалиях магнитного поля. В отличие от него отмеченный выше Восточно-Сахалинский глубинный разлом подчеркнут полосой положительных аномалий высокой интенсивности. С ним связаны наиболее значительные проявления сейсмичности на Сахалине. Высокая сейсмичность характеризует также западное тектоническое ограничение сахалинских структур. В отличие от Японских островов для Сахалина типичны только коровые очаги землетрясений.

ГЛАВА IX

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ОБЩИЕ ДАННЫЕ

Кора имеет слоистое строение, осложненное глубинными разломами, которые делят ее на блоки. При этом лишь базальтовый слой распространен повсеместно как на суше, так и в морях и в океане, гранитный слой выклинивается в сторону океана и к глубоководным впадинам внутренних и окраинных

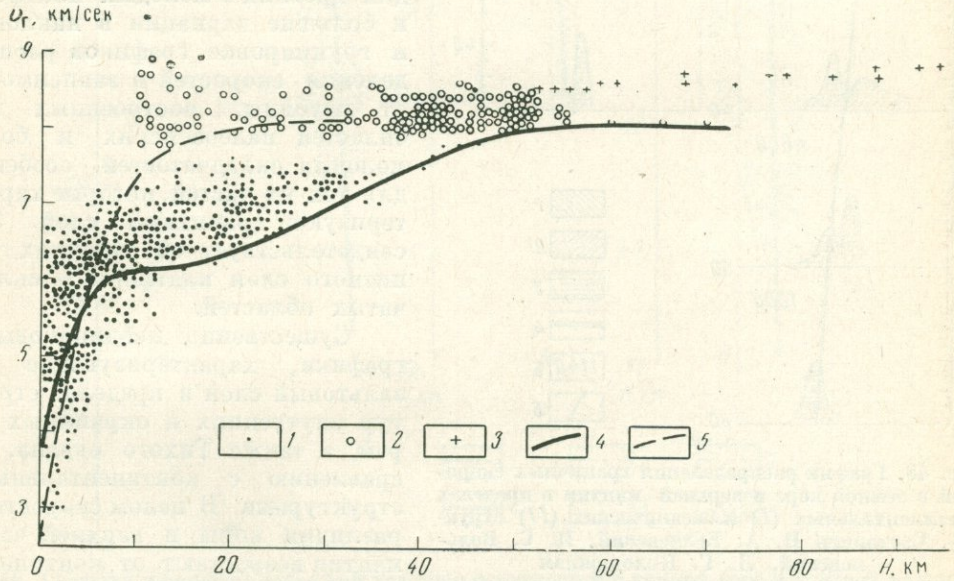


Рис. 47. Скорости распространения сейсмических волн в земной коре и верхней мантии. Составили по данным ГСЗ И. С. Вольвовский и М. И. Разинкова.

Скорости: *1* — в земной коре, *2* — вдоль поверхности Мохоровичича, *3* — в верхней мантии; *4* — графики зависимости скорости от глубины по Мак Коннелу и Мак Таггарту; *5* — то же, по данным И. С. Вольвовского и М. И. Разенковой

морей; в последние годы также установлены безгранитные участки среди континентальных структур (Прикаспийская синеклиза и Западно-Туркменская впадина). Данные о границах распространения осадочного чехла и водной толщи общеизвестны.

Различным глубинам в разрезе коры свойственны не только разные уровни значений скоростей, но, что весьма существенно, также и различный градиент их изменения с глубиной (рис. 47). Так, скорости продольных волн изменяются

от 1,5—2,5 до 5,5—6,0 км/сек на глубинах 6—10 км и до 6,5—6,7 км/сек на глубинах 35—40 км. Таким образом, кора в целом представляет собой неоднородную среду, в которой скорость возрастает с глубиной. Следовательно, в интервале глубин до 5—7 км скорости увеличиваются довольно быстро; с 7—10 км градиент несколько уменьшается и далее до глубины 40 км скорости растут в общем незначительно.

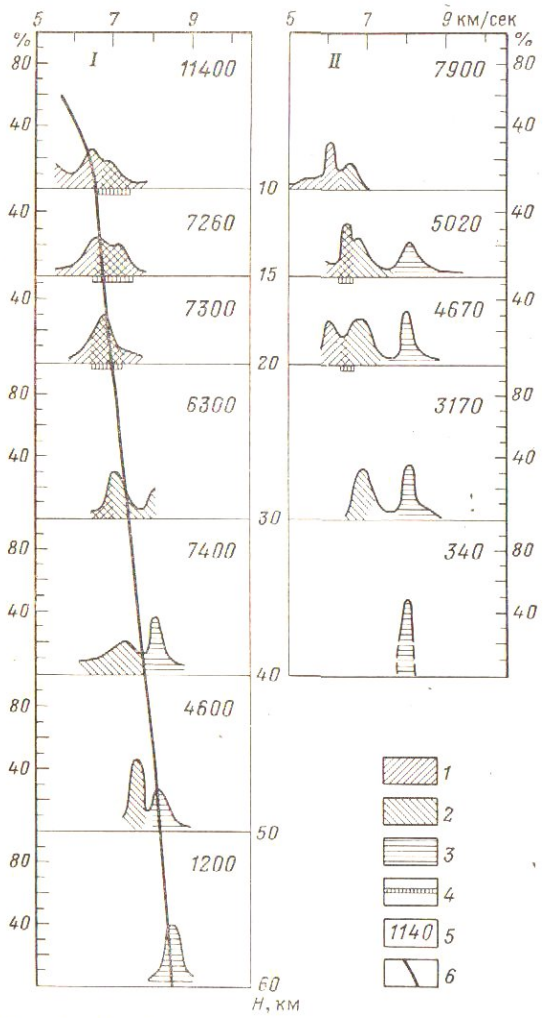


Рис. 48. График распределения граничных скоростей в земной коре и верхней мантии в пределах континентальных (*I*) и океанических (*II*) структур. Составили П. А. Беляевский, П. С. Вольвовский, Л. Г. Колодяжная

1 — гранитный слой; *2* — базальтовый слой; *3* — верхняя мантия; *4* — близкие значения граничных скоростей ($v_г$) в гранитном и базальтовом слоях; *5* — протяженность границ (км), к которым относятся данные о граничных скоростях; *6* — осредненный график $v_г$

Анализ распределения граничных скоростей внутри слоев коры и в верхней мантии показывает, что они не остаются постоянными не только при изменении глубины залегания слоев, но и в пределах одноименных слоев на одинаковых уровнях (рис. 48). На суше изменения граничных скоростей для сходных по типу крупных геологических структур подчинены линейной зависимости и в общем характеризуются сравнительно небольшой дисперсией, тогда как для внутренних и окраинных морей и Тихого океана дисперсия скоростей оказывается значительно большей. Отмечается сходное распределение скоростей для древних и молодых платформ и большие вариации в наклонах и группировке графиков распределения скоростей в зависимости от глубины, построенных для областей палеозойских и более молодых складчатостей, особенно для тех их частей, которые характеризуют гранитный слой. Это свидетельствует об отличиях гранитного слоя платформ и складчатых областей.

Существенно неодинаковы и графики, характеризующие базальтовый слой в пределах структур внутренних и окраинных морей, а также Тихого океана, по сравнению с континентальными структурами. В целом скоростные различия коры и верхней части мантии возрастают от континента к внутренним и окраинным морям и достигают наибольших значений для Тихого океана. По отношению к глубинным зонам коры ее первые 8—10 км резко выделяются не только значительной дисперсией скоростей, но и их малыми скоростями в осадочной толще.

Общие черты изменения граничных скоростей с глубиной иллюстрирует рис. 49, который характеризует принципиальные отличия в распределении скоростей между структурами континентов, океана и зон сочленения между ними.

Осредненные характеристики волнового поля коры континентальных структур представлены в табл. 5, а средние скоростные параметры слоев коры

для главных тектонических структур даны в табл. 6. Вопросу о распределении средних скоростей в земной коре посвящена специальная работа (Беляевский, Вольвовский, Рябой, 1971$_2$).

По подсчетам Н. П. Лопатиной средневзвешенная плотность коры континентальных структур оценивается в 2,76 г/см^3 с возможными колебаниями

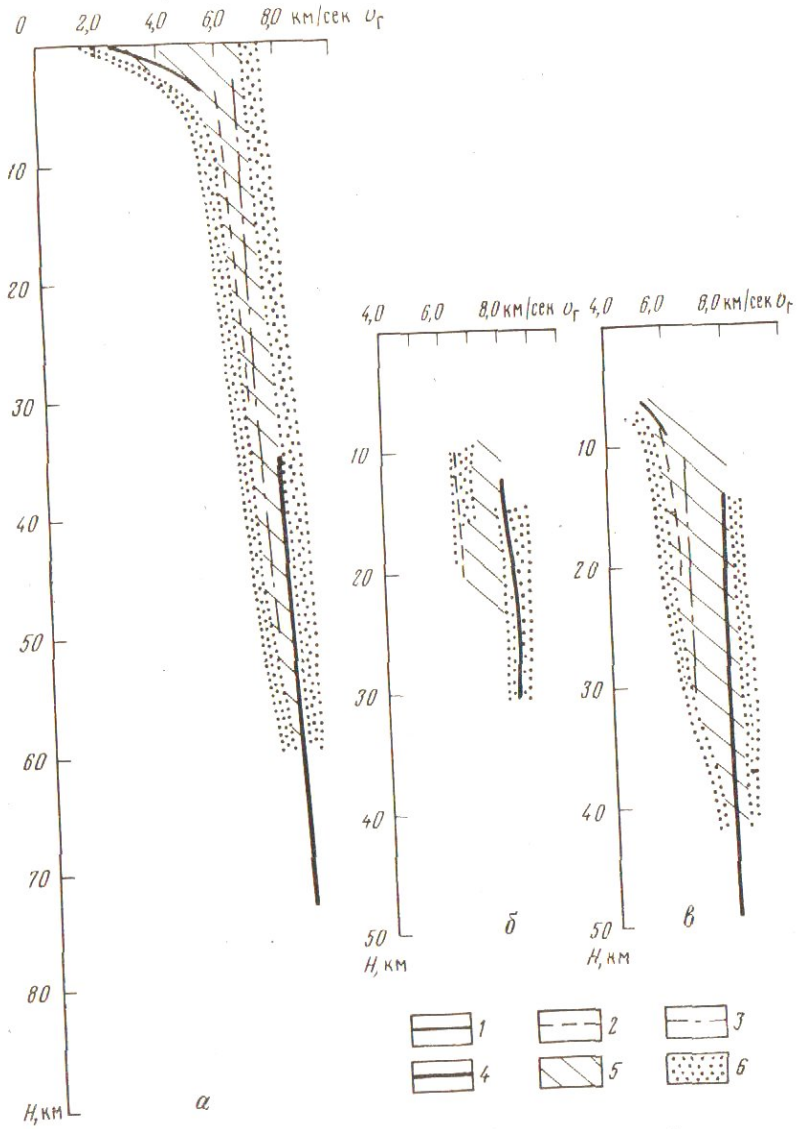


Рис. 49. Графики изменения значений граничных скоростей в земной коре и верхней мантии для континентальной части СССР, внутренних (*а*) и окраинных (*б*) морей и Тихого океана (*в*). Составили Н. А. Беляевский и И. С. Вольвовский

Линии модальных значений граничных скоростей: *1* — в осадочной толще, *2* — в гранитном слое, *3* — в базальтовом слое, *4* — в верхней мантии, *5* — области преобладающих значений граничных скоростей (свыше 60%); *6* — области единичных значений $v_г$

от 2,60 до 2,85 г/см^3. Меньшие плотности характерны для структур с мощным осадочным чехлом, а большие — для кристаллических щитов и массивов.

Применение метода автокорреляционного анализа позволило Т. Н. Симоненко (1972) наметить слоистую структуру магнитоактивной толщи для коры и ее субстрата. Эта структура связана с различием источников магнитовозмущающих масс и их эффективной намагниченности. Последовательность

Параметры слоев земной коры для крупных тектониче

Тектонические элементы	Средние мощности слоев, км						Отношение мощностей слоев K_1 и K_2	$v_п$,	
	W	S	K_1	K_2	K_1+K_2	Вся кора		S	K_1
Щиты древних платформ	—	—	15	30	45	45	0,50	—	6,2
Плиты древних и молодых платформ	—	3	18	19	37	40	0,90	3,5	6,3
Области байкальской складчатости	—	—	13	24	37	37	0,75	—	6,0
Области каледонской и герцинской складчатости	—	7	14	25	39	46	0,55	4,5	6,1
Области мезозойской складчатости	—	—	20	15	35	35	1,30	—	5,8
Области альпийской складчатости	—	8	15	27	42	50	0,50	4,0	6,1
Области кайнозойской складчатости	—	4	10	14	24	28	0,70	2,5	6,0
Структуры дна Тихого океана	5	1	—	6	6	12	—	2,0	—
Структуры дна Северного Ледовитого океана	0,8	1,8	1,6	1,6	3,2	5,8	1,0	3,5	5,1
Прикаспийская синеклиза	—	22	—	18	18	40	—	4,6	—
Байкальская впадина	2	4	11	19	30	36	0,60	5,3	6,2
Донецкий кряж	—	20	10	14	24	44	0,70	5,1	6,2
Черноморская впадина	2	12	—	8	8	22	—	3,8	—
Южно-Каспийская впадина	0,2	20	—	20	20	40,2	—	3,6	—
Южно-Охотская впадина	3	5,5	—	3,5	3,5	12	—	3,5	—
Впадина Японского моря	4	1,5	—	8,5	8,5	14	—	2,0	—
Курило-Камчатский желоб	3,5	0,5	—	14	14	18	—	2,4	—

Условные обозначения: W — водная толща, S — осадочный чехол, K_1 — гранитный слой, K_2 — базаль

их расположения представляется следующим образом: 1) верхний парамагнитный слой мощностью в несколько километров, включающий осадочный и осадочно-вулканогенный комплексы пород на платформах и в складчатых областях, 2) верхний ферромагнитный слой мощностью до 10 км, к которому относятся верхние части кристаллического (также складчатого) фундамента с эффективной намагниченностью до $100 \cdot 10^{-3}$ СГС, 3) *нижний ферромагнитный* слой мощностью до 20 км, соответствующий гранитному и в меньшей мере базальтовому слоям — эффективная намагниченность $1 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-5}$ СГС и 4) нижний парамагнитный слой, включающий базальтовый слой и верхнюю часть верхней мантии до зоны плавления в ней кристаллического вещества. Для последнего слоя характерны лишь слабые магнитные неоднородности.

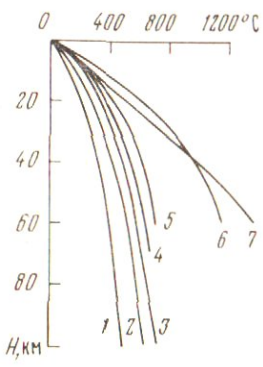


Рис. 50. Современные температуры в земной коре и верхней мантии в районах юга СССР (Кутас, Гордиенко, 1971)

1 — Украинский массив (район Кривого Рога); *2* — южный склон Украинского массива; *3* — Днепровско-Донецкий авлакоген; *4* — Скифская плита; *5* — Донецкий кряж; *6* — Закарпатский прогиб; *7* — Карпатский мегантиклинорий

Таблица 6

ских элементов территории СССР (по И. С. Вольвовскому)

км/сек			Градиент $v_г$, сек		$v_п : v_г$			Количество границ	
K_2	K_1+K_2	M	в K_1	в K_2	$\frac{v_п(S)}{v_г(K_1)}$	$\frac{v_п(K_1)}{v_г(K_2)}$	$\frac{v_п(K_2)}{v_г(M)}$	в K_1	в K_2
7,0	6,6	8,2	0,042	0,058	—	0,95	0,88	3	3
6,8	6,6	8,2	0,040	0,052	0,55	0,93	0,84	2	2
6,8	6,4	7,8	—	—	—	0,92	0,86	2	1
7,0	6,6	8,4	0,037	0,045	0,75	0,91	0,84	2	1
6,9	6,2	8,1	—	—	—	0,92	0,86	3	1
6,8	6,5	8,2	0,066	0,031	0,60	0,90	0,86	2	1
6,8	6,4	7,9	—	—	0,50	0,90	0,85	1	1
6,6	6,6	8,3	—	—	0,31		0,80	—	1
5,8	5,5	8,1	—	—	0,75	0,81	0,72	1	1
6,8	6,8	8,2	—	—	—	0,94	0,83	2	2
6,7	6,5	7,7	—	—	0,86	0,93	0,87	2	1
7,0	6,6	8,2	—	—	0,89	0,88	0,90	2	2
6,7	6,7	8,2	—	—	0,60		0,82	—	1
6,6	6,6	8,0	—	—	0,55		0,83	—	1
6,6	6,6	8,0	—	—	0,74		0,83	—	1
6,5	6,5	8,0	—	—	0,31		0,81	—	1
6,6	6,6	8,0	—	—	0,36		0,83	—	1

товый слой, M — верхняя мантия, $v_п$ — пластовая скорость, $v_г$ — граничная скорость.

Распределение температур в толще коры дано для Украинского массива (рис. 50). Эти температуры в известных пределах могут быть признаны типичными и для других районов континентальной части СССР.

Вероятный петрографический состав коры для всего Мира в целом, по данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1971), представлен в табл. 7. Данные, характеризующие состав коры на территории СССР, имеют некоторые региональные отличия. В частности, в составе осадочного чехла не столь велико участие вулканогенных пород, зато шире распространены карбонаты. В составе гранитного слоя (в том объеме, в котором он принят в данной работе) существенную роль (до 4—5%), вероятно, играют слабо метаморфизованные геосинклинальные осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы пород.

Названные авторы подчеркивают, что химический состав гранитного слоя существенно отличен от среднего состава осадочных пород. Это связано с присутствием в нем основных лав, поступавших из глубинных недр в процессе геосинклинального развития. Важным для характеристики состава гранитного слоя является также привнос из глубинных недр растворов кремнезема и щелочей, на основе которого протекали процессы гранитизации. Состав базальтового слоя более основной по сравнению с гранитным, что главным образом связано с более основным составом первичных пород.

Таблица 5

Осредненные характеристики волнового поля земной коры, по И. С. Вольвовскому

Сейсмические границы и индексы связанных с ними волн	Кажущаяся скорость, км/сек	Общий интервал прослеживания, км	Интервал регистрации в первых вступлениях, км	Время регистрации, сек	Относительная интенсивность	Отношение амплитуд волн $P_{от}$ к амплитудам других волн	Коэффициент затухания, $сек^{-1}$	Видимые частоты	Типы волн
Осадочная толща, $P^{ос}$	2,5—4,5	0—40	0—40	0—5	Нормальная	—	$1—3 \cdot 10^{-3}$	20—25	Головные
Поверхность фундамента, $P_{К_1}$	5,5—6,5	20—100	40—100	5—18 (9—18) *	То же	2—10	$2—5 \cdot 10^{-4}$	13—15	Рефрагированные
Поверхность базальтового слоя, $P_{К_2}$	6,7—7,5	60—170	130—170	11—30 (21—30) *	Высокая	1—6	$3—4 \cdot 10^{-5}$	11—14	Отраженные и преломленные
Поверхность Мохоровичича $P^{м}_{отр}$	6,8—7,0	60—250	—	18—44	Наиболее высокая	—	$1—2 \cdot 10^{-5}$	10—12	Отраженные
$P^{м}_{пр}$	7,5—8,5	150—300	—	26—45	Низкая	6—15	$2{,}5 \cdot 10^{-5}$	12—14	Головные и слабо рефрагированные

Звездочкой отмечено время регистрации в первых вступлениях.

Таблица 7

Состав земной коры (Ронов, Ярошевский, 1971; с дополнениями)

Слои	Петрографический состав, %
Твердая кора в целом (без водной толщи)	Базальты, габбро, амфиболиты и эклогиты — 42,5; гнейсы — 21,4; гранодиориты и диориты — 11,2; граниты — 10,4; кристаллические сланцы — 5,6; глины — 4,2; карбонаты — 2,0; пески — 1,7; мраморы — 0,9
Осадочный чехол	Глины и глинистые сланцы — 42; песчаные породы — 20; вулканогенные породы — 19; карбонаты — 18; эвапориты и др. породы — 1
Гранитный слой	Гнейсы — 37,6; гранодиориты и диориты — 19,9; граниты — 18,1; амфиболиты — 9,8; кристаллические сланцы — 9,0; габбро — 3,7; мраморы — 1,5; сиениты — 0,3; дуниты и другие породы — 0,1
Базальтовый слой на континентах	Кислые магматические и метаморфические породы — 50; основные магматические и метаморфические породы — 50
Базальтовый слой в океанах	Океанические толеитовые базальты— 99 и интрузии основного и ультраосновного состава — 1

В настоящее время рядом авторов показана разносторонняя связь геологических структур с глубинными структурами, установленными по геофизическим данным (Белоусов, 1971; Беляевский, 1969; Моисеенко, 1971 и др.).

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ (НЕКОНСОЛИДИРОВАННАЯ ТОЛЩА)

Осадочный чехол занимает несколько более половины площади континентальной части СССР (около 12 млн. км²) и слагает поверхность дна окраинных и внутренних морей, а также почти целиком ложе Тихого и Северного Ледовитого океанов. На суше осадочный чехол образует поверхность плит древних и молодых платформ и в области горно-складчатых сооружений выполняет межгорные впадины.

Объем пород, образующих осадочный чехол, на континентальных структурах превышает 40 млн. км³. Примерно такой же объем осадочных пород по прогнозным оценкам приходится на шельфовые зоны и глубокие морские седиментационные впадины. Распространение осадочного чехла для отдельных структур и характеристики его мощностей, состава и возраста базальных отложений представлены в таблицах 7 и 8.

Таблица 8

Общая характеристика осадочного чехла платформенных структур и краевых прогибов

Структуры	Площадь, тыс. км²	Мощность, км			Объем, тыс. км³
		пределы изменения	преобладающая	средняя	
Платформы и краевые прогибы в целом	10 800				43 300
Европейская платформа:	3 680	0—19	1—3	4,0	14 700
Печорская синеклиза	160	1—8	4	4,9	800
Прикаспийская синеклиза	900	3—20	10—12	8—12	6 100
Предуральский краевой прогиб	250	1—7	3—5	4,5	1 100
Сибирская платформа	2 600	1—5	3—4	3,8	11 100
Вилюйская синеклиза	250	2—9	3—8	4,9	1 200
Тунгусская синеклиза	1 250	1—8	3—6	4,7	6 000
Западно-Сибирская плита	2 450	0—10	2—4	3,5	9 400
Туранская плита	1 450	0—12	1—4	3,6	5 100
Устюртская синеклиза	280	0—5	3—5	3,5	100
Мургабская (Амударьинская) синеклиза	470	0—12	4—8	5,4	2 600
Скифская плита	350	2—8	3—5	4,0	1 400
Предкавказские краевые прогибы	80	До 10—12			500

Для пород осадочного чехла характерны слабая дислоцированность, сравнительно низкие плотности и изменения, как правило, не выходящие за пределы диагенетических. Более интенсивные изменения связаны либо с проявлением начальных стадий регионального метаморфизма в низах разреза мощных осадочных толщ, либо с локально развитым контактовым метаморфизмом. Эффузивные магматические образования (преимущественно траппы и близкие к ним по составу породы) в строении осадочной толщи имеют ограниченное распространение. Они сосредоточены в верхней части осадочного чехла на Сибирской платформе (Тунгузская синеклиза и ее обрамление) и в нижней части осадочного чехла ряда районов Европейской платформы. Основные эффузивы также, вероятно, широко распространены в основании осадочного чехла в пределах Мургабской впадины на Туранской плите и в грабенообразных прогибах на Западно-Сибирской плите.

Интрузии основного состава, прорывающие осадочный чехол, преимущественно развиты на Сибирской платформе, где, кроме них, встречаются кимберлитовые трубки взрыва. На Европейской платформе и палеозойских плитах различные формы интрузивной и эруптивной деятельности, затрагивающей осадочный чехол, незначительны.

Мощность осадочной толщи на древних и молодых плитах, а также в пределах морских впадин показана в таблицах 8 и 9. На плитах распределение ее по площади характеризуется гауссовским законом статистического распределения (рис. 51) и среднестатистическим значением 3,5—4,0 км. Это, по-видимому, характеризует стабильность эндогенных тектонических процессов, приводящих к возникновению плит.

Таблица 9

Чехол внутренних и окраинных морей

Структуры	Осадочная толща					Водная толща		Максимальная глубина до фундамента, км
	Площадь, тыс. км²	Мощность, км			Объем, тыс. км³	Максимальная глубина, м	Объем, тыс. км³	
		максимальная	преобладающая	средняя				
Черноморская впадина	413	12	5—10	7	2 800	2258	540	До 14
Южно-Каспийская впадина	110	26	15—20	14	2 100	995	—	До 25
Охотоморская депрессия в целом	1590	10	2—5	3,4	5 150	3372	1400	9
Южно-Охотская впадина и Прикурильская котловина	160	5	3—4	3,5	1 000	3800	—	9
Северо-Охотский прогиб	170	5	3—4	3,5	1 300	500	—	5
Западно-Камчатский прогиб	120	5	—	—	600	500	—	6
Впадина Дерюгина	65	7	3—5	3—5	700	2000	—	7
Япономорская депрессия в целом	980	7	3,5	3,7	400	3669	1700	11
Северо-Япономорская впадина	280	3	1	—	400	3669	—	5
Южно-Япономорская впадина	260	2,5	2	2	700	3063	—	4,5
Татарский прогиб	160	9	4—5	—	800	230	—	9
Океанический склон Курильской островной дуги	160	6	2—3 (?)	2—3	400	5000	—	11
Баренцевоморская плита	1400	9	5—7		7 000	590	300	9
Структуры полярных морей в пределах территориальных вод					25 000			

Примечание. Площади морей и объемы водной толщи даны по М. И. Давыдову, Г. К. Тушинскому («Физическая география СССР». М., «Просвещение», 1966).

На древних плитах осадочный чехол распространен неравномерно. Так, до 40% общего объема осадочной толщи Европейской платформы сосредоточено в Прикаспийской синеклизе и порядка 25% в наиболее прогнутых частях Московской и Печорской синеклиз, а также в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена и Причерноморской впадины. В значительной мере теми же особенностями характеризуется и осадочный чехол Сибирской платформы.

На молодых плитах осадочный чехол распространен более равномерно, но тем не менее и здесь отмечается та же тенденция сосредоточения значитель-

ных масс осадочных толщ в крупных впадинах (Ханты-Мансийская, Устюртская, Амударьинская синеклизы и др.). По-видимому, аналогичными особенностями обладает осадочный чехол во внутренних и окраинных морях. Таким образом, крупные впадины вне зависимости от времени их заложения и структурной принадлежности обладают сходными чертами развития. Их возникновение является результатом однотипных эндогенных подкоровых процессов.

По вещественному составу осадочный чехол неоднороден. На Европейской платформе он примерно на две трети сложен карбонатными породами. На Сибирской платформе доля участия карбонатных пород, вероятно, не превышает половины общего его объема; траппы и другие магматические образования здесь

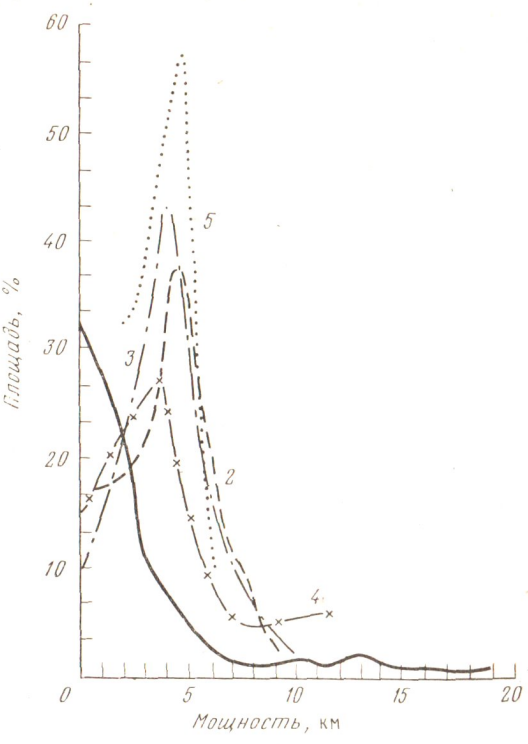


Рис. 51. Вариационные кривые изменения мощности осадочного чехла на древних и молодых платформах. Составил Н. А. Беляевский

1 — Европейская платформа (средняя мощность осадочного чехла 4 км); *2* — Сибирская платформа (3,8 км); *3* — Западно-Сибирская плита (3,5 км); *4* — Туранская плита (3,6 км); *5* — Скифская плита (4 км)

Таблица 10

Оценка плотности осадочной толщи в целом (по материалам Н. П. Лопатиной, М. Л. Озерской и Н. В. Подобы)

Структуры	Плотность, г/см³		
	минимальная	максимальная	средняя
Платформы в целом	1,90	2,70	2,45
Европейская платформа	2,30	2,70	2,50
Балтийская синеклиза	2,30	2,40	2,35
Печорская синеклиза	2,50	2,60	2,55
Московская синеклиза	2,50	2,55	2,55
Прикаспийская синеклиза	—	—	2,55
Днепровско-Донецкий авлакоген	—	—	2,40
Волго-Уральская антеклиза	2,45	2,65	2,50
Предуральский краевой прогиб	2,60	2,65	2,63
Сибирская платформа	2,40	2,70	2,55
Вилюйская синеклиза	2,55	2,70	2,60
Тунгусская синеклиза	2,40	2,60	2,45
Иркутский амфитеатр	2,50	2,60	2,55
Канско-Тасеевская впадина	2,40	2,50	2,45
Западно-Сибирская плита	1,90	2,45	2,27
Ханты-Мансийская синеклиза	2,20	2,30	2,25
Западная часть	2,00	2,10	2,10
Восточная часть	2,25	2,35	2,30
Южная часть	2,00	3,30	2,15
Туранская плита	2,20	2,50	2,35
Устюртская синеклиза	2,35	2,40	2,40
Амударьинская синеклиза	2,40	2,50	2,45
Тургайская синеклиза	2,20	2,25	2,20
Скифская плита	2,30	2,50	2,40
Донецкий кряж	—	—	2,45
Предкавказские краевые прогибы	2,35	2,50	2,40

составляют не более 3% чехла. На молодых плитах осадочный чехол более чем на 90% сложен терригенными комплексами пород.

Вещественный состав осадочного чехла дна окраинных и внутренних морей почти не изучен. Значительные граничные скорости в осадочном чехле Баренцевоморской платформы (до 5,7 км/сек) позволяют предполагать вероятность участия в нем карбонатных комплексов. Во впадинах дальневосточных окраинных морей и западной окраины Тихого океана, судя по геологическим данным, основная часть чехла сложена слабо уплотненными терригенными отложениями.

Таблица 11

Плотность горных пород осадочного чехла (по данным М. Л. Озерской)

Породы	Плотность, г/см³		Количество измерений
	средняя	пределы изменения	
Аргиллиты и глинистые сланцы	2,49	2,20—2,70	1150
Песчаники	2,28	1,80—2,70	5570
Известняки	2,48	2,00—2,70	6416
Доломиты	2,56	2,32—2,80	3560
Галогенные породы	2,30	2,10—2,90	417
Траппы	2,80	2,65—3,00	380

Результаты изучения осадочных пород в напряженном состоянии показали, что в общем случае их плотность на глубине порядка 3 км приближается к минералогической. В частных случаях могут быть заметные отклонения. Так, экспериментальные исследования Г. М. Авчяна (1972) показали, что пористость песчаников при давлении в 1 кбар уменьшается на 4%, при 2 кбар — на 5,5%, при 4 кбар — на 9%, при 6 кбар — на 18% и при 8 кбар — на 25%. На глубинах 10—15 км абсолютная величина пористости оценивается в 2—3%. Влияние температурного разогрева пород в осадочном чехле до 200—300° С существенно не сказывается на изменении их плотности и, соответственно, скорости распространения упругих колебаний.

Использование графоаналитических зависимостей изменения плотности осадочных пород с глубиной и региональных литолого-стратиграфических материалов позволило М. Л. Озерской и Н. В. Подобе для Европейской платформы, а Н. П. Лопатиной для остальных регионов СССР оценить средние плотности осадочного чехла (табл. 10). Средняя плотность пород всего осадочного чехла с учетом его объема для всей территории СССР оказалась равной 2,45 г/см³. Средневзвешенные плотности разностей осадочных пород представлены в табл. 11. Данные о скоростях показаны в таблицах 12 и 13.

Таблица 12

Скорость продольных волн в горных породах осадочного чехла (по данным М. Л. Озерской)

Породы	Скорость, км/сек		Количество измерений
	средняя	пределы изменения	
Аргиллиты и глинистые сланцы	2,78	2,02—3,30	9
Песчаники	2,37	1,03—4,50	285
Известняки	4,30	1,30—6,39	1509
Доломиты	4,34	1,58—6,97	1140

Средние скорости распространения упругих колебаний в осадочном чехле, как известно, являются очень непостоянным параметром, связанным как с вещественным составом пород, так и со степенью их уплотнения. Для молодых плит средние скорости заключены в широком интервале значений — 2,5—4,0 км/сек, а для плит древних платформ они возрастают до 5,0 км/сек и иногда более.

Рост температуры с глубиной приводит к уменьшению скорости распространения упругих волн. Так, например, по данным Г. М. Авчяна, возрастание температуры до 150—200° С приводит к снижению скорости продольных волн в водонасыщенных глинах и известняках на 20% и до 12—15% в глинистых и глинисто-карбонатных породах. Свыше 150—200° С, как показал экспери-

мент, отмечается более или менее равномерное и в целом небольшое уменьшение скорости (не более 1—3 м/сек на 1° С).

Осадочный чехол характеризуется большим градиентом нарастания значений граничной скорости (до 0,4 км/сек на 1 км). При этом в таких глубочайших седиментационных впадинах, как Прикаспийская синеклиза и впадина Большого Донбасса, значения граничной скорости (до 5,0—5,1 км/сек) в основании осадочного чехла близки к значениям этого параметра (5,4—5,6 км/сек) вдоль поверхности фундамента, что делает раздел между осадочным чехлом и гранитным слоем мало отчетливым. Такой же особенностью отличаются и структуры палеозойских плит, где в основании осадочного чехла залегает так называемый «промежуточный» этаж. Однако в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах значения граничных скоростей в осадочном чехле не превышают 4,0—4,5 км/сек, что указывает на его относительно слабое уплотнение даже на глубинах 10 км и более.

Таблица 13

Скорость распространения продольных волн (v_p, км/сек) в осадочных горных породах (по Г. М. Авчяну)

Породы	Давление		
	атмосферное	1 кбар	2,5 кбар
Глины	2,0—3,8 (1,5—3,8)	1,8—4,0 (2,2—4,1)	2,5—4,3 (1,9—4,4)
Алевролиты	3,0—5,0 (1,2—5,5)	3,3—5,6 (1,8—5,8)	3,4—6,0 (2,3—6,0)
Песчаники . .	2,3—5,0 (1,3—6,0)	3,2—6,0 (2,0—6,2)	3,2—6,1 (2,2—6,1)
Известняки	3,3—6,2 (3,0—6,5)	4,2—6,3 (3,3—6,5)	4,3—6,4 (4,3—6,5)
Доломиты	4,5—5,8 (4,0—6,0)	4,8—6,2 (4,2—7,2)	4,8—6,3 (4,3—7,2)

Примечание. В верхней строке показаны наиболее часто встречающиеся замеры значений скорости, а в нижней строке — зарегистрированный разброс значений скорости в образцах, подвергавшихся исследованиям.

ПОВЕРХНОСТЬ ФУНДАМЕНТА

В области фанерозойских горно-складчатых сооружений и на щитах древних платформ фундамент на значительном протяжении слагает поверхность твердой Земли. Здесь его рельеф является результатом совместного действия неотектонических движений и процессов денудации. На плитах в пределах краевых прогибов и межгорных впадин фундамент перекрыт различными по возрасту осадочными и частью осадочно-вулканогенными толщами. Погребенные под осадочным чехлом формы рельефа фундамента в основном возникли в результате тектонических процессов. Многие из них продолжали развиваться на протяжении нескольких геологических периодов. Если же развитие форм рельефа фундамента прекращалось, то они не уничтожались и в «законсервированном» виде сохранялись неопределенно долгое время. Карта рельефа фундамента представлена на рис. 52.

Рельеф поверхности фундамента на Русской и Сибирской плитах стал развиваться с рифейского времени. На молодых плитах он формировался с палеозойского времени. Рельеф фундамента межгорных впадин горно-складчатых сооружений тесно связан с эпохами орогенической активизации, включая неотектонический этап. Фундамент Черноморской и Южно-Каспийской глубоководных впадин, вероятно, возник в доюрское время, тогда как во впадинах дальневосточных морей он развивается с допозднемелового времени. В северных окраинных морях поверхность фундамента возникла частью в палеозойское и частью, возможно, в более раннее время. Не вызывает сомнения допозднеюрский возраст фундамента западной окраины Тихого океана. Из-за отсутствия данных о времени формирования осадочного чехла вопрос о возрасте фундамента Северного Ледовитого океана пока остается открытым.

По сейсмическим данным, для большей части континентальных и морских структур поверхность фундамента является самой четкой среди всех других

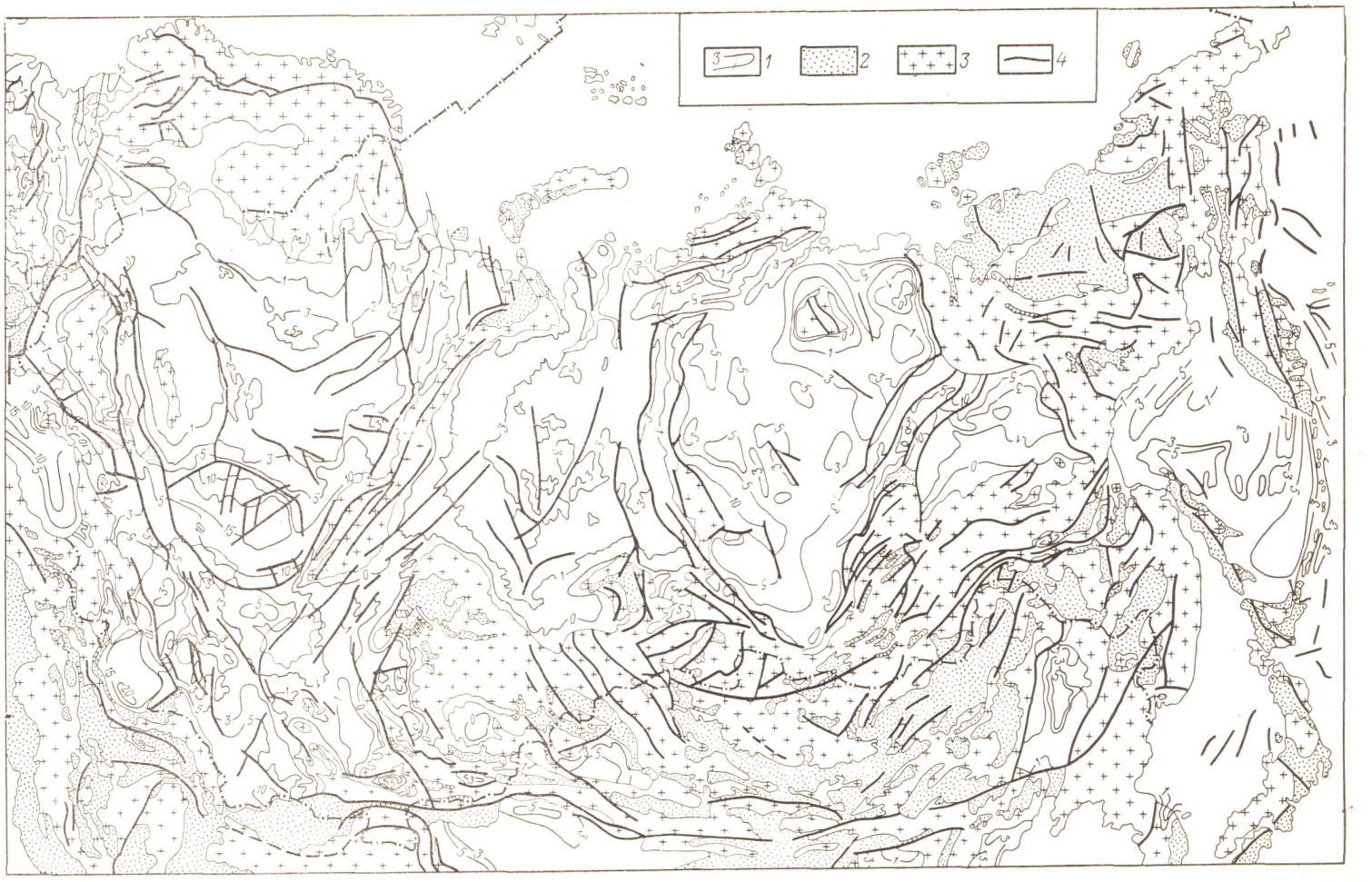


Рис. 52. Карта рельефа поверхности фундамента осадочного чехла территории СССР, сопредельных стран и морей. Составили Н. А. Беляевский и С. П. Петрова

1 — изогипсы; *2* — осадочные бассейны, в пределах которых рельеф фундамента не изучен; *3* — выходы фундамента на земную поверхность; *4* — разломы

границ раздела, выделяемых в коре. Обычный перепад скоростей вдоль нее достигает 1,0—1,5 км/сек, кроме тех районов, в которых в основании осадочного чехла залегают карбонатные комплексы или уплотненные породы «промежуточного» этажа. Для морских и океанических структур перепад скоростей вдоль этой поверхности обычно гораздо больше (до 2,5 км/сек), чем для континентальных структур.

От всех других сейсмических разделов в коре поверхность консолидированного основания отличается наименее выдержанными значениями граничных скоростей. Они нередко быстро изменяются на коротких расстояниях, отражая неоднородности геологического строения фундамента (табл. 14).

Исследования показали, что поверхность скрытого под чехлом осадочных отложений фундамента почти повсеместно характеризуется сложным волнистым рельефом, тогда как для поверхности земного рельефа типичен гораздо более простой сглаженный рельеф, сочетающийся с расчлененным рельефом горных областей. Размах высот подземного рельефа поверхности фундамента более значителен, чем размах рельефа поверхности твердой Земли. Амплитуды порядка 1—2 км и даже до 3—4 км типичны для рельефа обширных площадей фундамента, тогда как для земной поверхности такие изменения высот отмечаются лишь в горных районах, на площади, сильно уступающей равнинным пространствам. Еще более резкие превышения (7000—8000 м) на поверхности твердой Земли встречаются крайне редко, а для рельефа консолидированного основания они отнюдь не исключение. Наконец, превышения от 10 до 25 км характеризуют только подземный рельеф поверхности фундамента.

Максимальный размах превышений в рельефе фундамента отмечается для континентальных структур (свыше 30 км), а для океанических структур он примерно в два раза меньше. Также большими перепадами отличаются и средние колебания высот поверхности консолидированного основания. Для континентальных структур обычны колебания до 2 км, тогда как в Тихом океане и в морских глубоководных впадинах они гораздо менее 1 км и часто не превышают первых сотен метров. Большой размах превышений в рельефе консолидированного основания вполне соизмерим с мощностью коры, что определяет ведущее влияние подкоровых источников тектонических движений на формирование его основных особенностей.

В пределах платформ возникновение наиболее значительных перепадов высот в рельефе консолидированного основания связано не с поднятием, а с погружением дна крупных седиментационных впадин типа синеклиз и авлакогенов. Характерны системы ступенчатых разломов, вдоль которых происходило погружение крупных линейных и округлых блоков коры.

Наибольшие погружения на платформах (12—23 км) вполне соизмеримы с глубинами наиболее крупных отрицательных форм рельефа консолидированного основания фанерозойских складчатых сооружений, включая зоны их краевых прогибов (8—25 км). Видимо, глубины свыше 25 км являются предельными для всех внегеосинклинальных структур континентального типа. Наибольшие глубины впадин (около 20 км) сосредоточены в Прикаспийском регионе, который в этом отношении является уникальным. Важно также отметить, что возникновение столь больших погружений во многом связано с весьма интенсивными движениями неогенового и палеогенового возраста.

Более обычны прогибы глубиной 8—12 км. Они установлены на всех древних платформах и палеозойских плитах и в пределах фанерозойских складчатых систем. Для дальневосточных мезозоид такие глубокие погружения консолидированного основания являются исключением. Здесь для огромного блока структур площадью около 2 млн. км² известна только лишь одна Момская (Зырянская) впадина, расположенная на крае Омолонского срединного массива. Ее фундамент находится на глубине порядка 8—9 км. В области развития кайнозоид столь глубокие погружения фундамента установлены только в полосе глубоководных желобов, и то не повсеместно. Таким образом, блок дальневосточных мезозойских и кайнозойских структур так же отличен от остальных частей евразиатских структур, как и не одинаковы их мощность и строение коры.

Таблица 14

Граничные скорости, полученные при ГСЗ вдоль поверхности консолидированного основания, по И. С. Вольвовскому (1973), с дополнениями

Структуры	Граничные скорости, км/сек	
	разброс значений	преобладающие значения
Европейская платформа	5,1—6,9	5,5—6,5
Московская синеклиза	6,2—6,3	—
Прикаспийская синеклиза	6,1—7,0	6,1—6,4
Днепровско-Донецкий авлакоген	5,7—6,3	—
Волго-Уральская антеклиза	5,8—6,4	5,8—6,2
Сибирская платформа		
Южная окраина платформы	6,0—6,2	—
Западно-Сибирская плита	4,7—6,7	4,7—6,4
Таймырская депрессия	6,4—6,7	—
Туранская плита	4,8—6,7	5,8—6,4
Южно-Мангышлакская впадина	5,4—6,4	—
Устюртская синеклиза	6,2—6,4	5,6—6,0
Мургабская (Амударьинская) синеклиза	6,2—6,7	—
Каракумский и Карабогазский своды	5,0—6,5	—
Афгано-Таджикская депрессия	6,2—6,4	—
Скифская плита	4,8—6,0	4,8—6,0
Прогиб Большого Донбасса	6,3	—
Палеозоиды		
Впадины Центрального Казахстана	5,5—7,2	5,5—6,2
Кузнецкая впадина	6,1—6,5	—
Ферганская впадина	6,2	—
Другие впадины Тянь-Шаня	5,5—6,0	—
Предуральский краевой прогиб	6,1—7,0	6,5—6,6
Мезозоиды		
Впадины Ханкайского массива	5,8—6,3	—
Альпиды		
Предкарпатский прогиб	5,8—6,3	—
Предкавказские краевые прогибы	5,2—6,6	—
Куринская и Рионская впадины	5,3—6,7	—
Предкопетдагский краевой прогиб	6,4—6,8	—
Внутренние моря		
Черноморская впадина	5,0—6,7	5,8—6,6 (6,4 безгранитная часть)
Структуры Каспийского моря	5,9—6,8	5,9—6,6 (6,6 безгранитная часть)
Западно-Туркменская впадина	6,6 (безгранитная часть)	
Структуры зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану		
Структуры Охотского моря	5,2—6,7	5,6—6,7
Структуры Японского моря	5,6—6,5	(6,5 безгранитная часть)
Татарский прогиб	6,1—6,3	—
Прогибы Сахалина	5,5—6,9	6,1
Курильская островная дуга	4,6—6,8	4,6—6,6
Курильский глубоководный желоб	5,8—6,8	—
Алеутский глубоководный желоб	6,6	—
Глубоководная впадина Берингова моря	6,4—7,0	—
Структуры дна Тихого океана	6,0—6,8	—
Баренцевоморская плита	5,5	—

Наибольшей расчлененностью обладает рельеф консолидированного основания Альпийского складчатого пояса юга СССР, где ширина структур сравнительно небольшая и где поднятия консолидированного основания чередуются с глубокими прогибами. Значительно менее глубокими прогибами обладает область внутриазиатского максимума мощностей коры, охватывающая горные районы юга Сибири, Центральный Казахстан, Тянь-Шань и Памир. Здесь известны только немногие глубокие впадины (Тенизская — до 8 км, Ферганская — до 12 км, Алайская — до 8 км, Минусинская и Тувинская — до 6 км). Многие же другие впадины имеют меньшие глубины и небольшие размеры. Формирование их связано в основном с неотектоническим этапом. В целом здесь внутриазиатский максимум мощностей коры располагается в области обширного поднятия консолидированного основания, где отрицательные структуры имели подчиненную роль и не отличались большой глубиной.

Сходной характеристикой обладают щиты древних платформ, но для них абсолютные поднятия поверхности консолидированного основания гораздо менее значительны. Сравнительная характеристика впадин внутренних морей

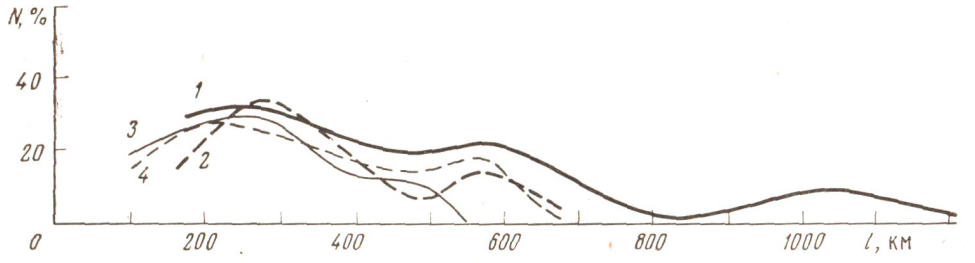


Рис. 53. Вариационные кривые частоты встречаемости (N) длины платформенных структур (l). Составили Н. А. Беляевский и Ю. К. Щукин

1 — Европейская платформа; *2* — Сибирская платформа; *3* — Западно-Сибирская плита; *4* — Туранская плита

(Черноморской и Южно-Каспийской) и впадин дальневосточных окраинных морей (Охотоморской и Япономорской) показывает, что первым свойственны гораздо большие, а вторым — меньшие погружения консолидированного основания. При этом рельеф впадин дальневосточных морей сложнее рельефа впадин внутренних морей. Эти и другие примеры подчеркивают связь рельефа поверхности фундамента с особенностями строения коры.

Определенную информацию об особенностях рельефа поверхности консолидированного основания дает статистическая обработка размеров крупных геологических структур. Ранее было показано, что амплитуда структур имеет корреляционную связь с их поперечными размерами. В первом приближении она пропорциональна квадрату поперечника структур.

Нами совместно с Ю. К. Щукиным проведена статистическая обработка 400 крупных структур, выделенных в рельефе фундамента. В результате доказана возможность разделения структур первого порядка на два класса с модальными значениями их длин 200—350 км и 550—650 км (рис. 53) * и только в пределах Европейской платформы устанавливается третий класс еще более протяженных структур — длиной свыше 700—800 км (Украинский и Воронежский массивы, Волго-Уральская антеклиза и др.). Целесообразность выделения указанных классов структур в общих чертах подтверждается также статистическим анализом их амплитуд (рис. 54). Таким образом, представляется возможным предполагать не только взаимную связь высот и длин структур, но и считать, что оба эти параметра отражают некоторую общую закономерность развития эндогенных процессов, присущую платформенным типам областей вне зависимости от их возраста.

* На рисунках 53 и 54 данные статистического анализа показаны в виде вариационных кривых. Классы структур соответствуют поднятиям кривых.

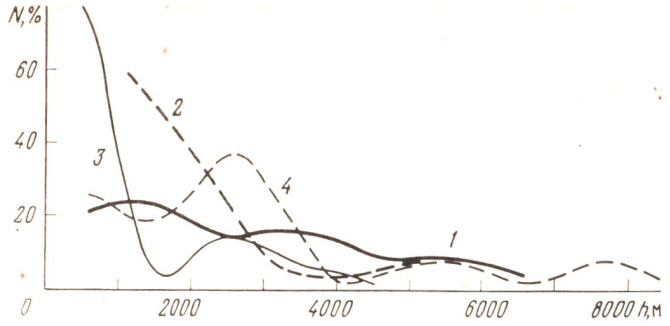


Рис. 54. Вариационные кривые частоты встречаемости (N) высот платформенных структур (h). Составили Н. А. Беляевский и Ю. К. Щукин

1 — Европейская платформа; *2* — Сибирская платформа; *3* — Западно-Сибирская плита; *4* — Туранская плита

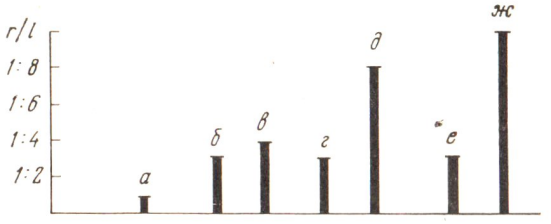


Рис. 55. Гистограмма распределения отношений между поперечником(r) и длиной (l) поднятий и прогибов. Составили Н. А. Беляевский и Ю. К. Щукин

а — на докембрийских платформах; *б* — на молодых плитах; *в* — в областях палеозойской и мезозойской складчатости; *г* и *д* — в областях альпийской складчатости: *г* — крупнейшие структуры, *д* — крупные структуры; *е* и *ж* — в области сочленения Азиатского материка и Тихого океана: *е* — крупнейшие структуры и *ж* — крупные структуры

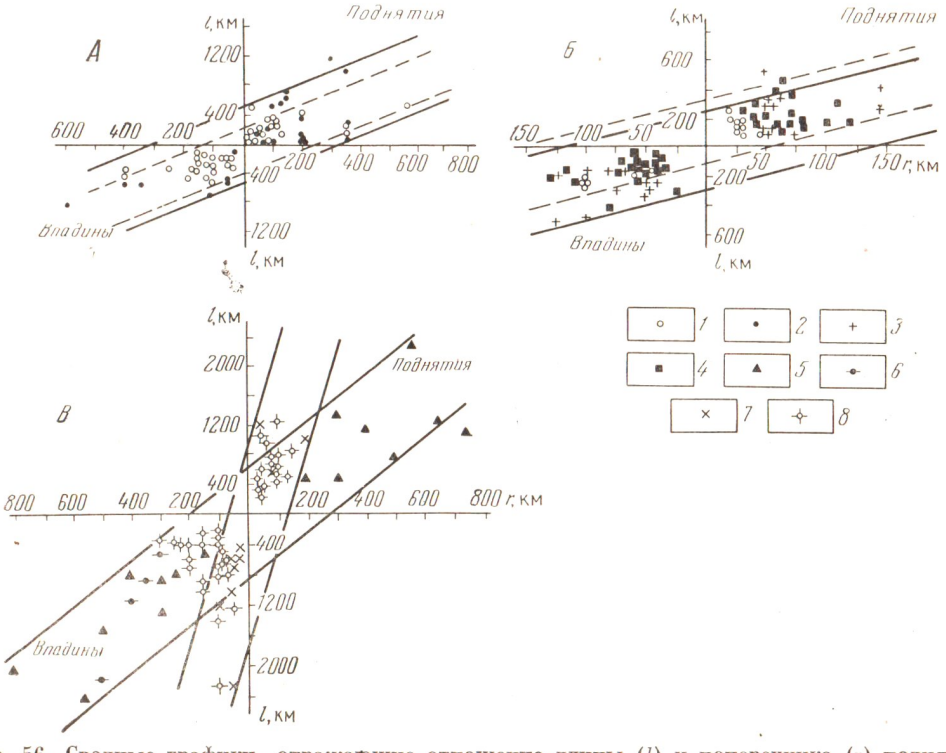


Рис. 56. Сводные графики, отражающие отношение длины (l) и поперечника (r) поднятий и впадин на древних платформах ($А$), молодых плитах ($Б$) и в областях кайнозойской складчатости ($В$). Составили Н. А. Беляевский и Ю. К. Щукин

1 — Европейская платформа; *2* — Сибирская платформа; *3* — Западно-Сибирская плита; *4* — Туранская плита; *5* — структура областей кайнозойской складчатости; *6* — глубоководные впадины внутренних морей (Черноморская и Южно-Каспийская); *7* — островные дуги и глубоководные желоба; *8* — другие структуры

О существовании некоторых общих закономерностей, управляющих развитием структур первого порядка на платформах, свидетельствует взаимная связь между длинами структур и их поперечниками. Рис. 55 показывает, что эти параметры характеризуются связью, близкой к линейной, аналогичной как для древних платформ, так и для палеозойских плит. На рис. 55, *г*, *д* представлен пример статистических отношений этих параметров для структур Альпийского пояса Юга СССР и кайнозойских структур области сочленения Азиатского материка и Тихого океана.

Здесь намечается два вида линейных связей. Один из них характеризует платформенные структуры и типичен для впадин окраинных морей, другой — для островных дуг и глубоководных желобов. Эти структуры неодинаково развивались во времени, что видно на рис. 56. Величина отношения длины к поперечнику структур оказывается наибольшей для молодых структур и наименьшей для древних платформенных структур. Указанные данные говорят о единстве и направленности эндогенных процессов, приводящих к возникновению структур первого порядка. Эти процессы протекали, по-видимому, аналогично в разных тектонических блоках и вызывались общими причинами.

Расчеты условий деформаций толщи горных пород, выполненные И. Г. Клушиным и другими исследователями, а также другие данные показывают, что возможная глубина заложения антеклиз и синеклиз может быть оценена в 70—40 км. По-видимому, минимальный предел глубин должен быть отброшен как нереальный, поскольку он оказывается слишком близким к фундаменту структур. Если же руководствоваться верхним пределом, то формирование этих структур должно быть отнесено к горизонтам верхней мантии, тяготеющим к астеносферному слою.

ГРАНИТНЫЙ СЛОЙ

Граница, разделяющая осадочный чехол и гранитный слой на платформах, относится к числу сейсмических разделов первого рода. Для нее, по И. С. Вольвовскому, характерен скачок скоростей 0,6—0,7 км/сек. Отношения пластовых скоростей в комплексах пород осадочного чехла и гранитного слоя здесь близки к 0,6, лишь местами они достигают 0,7—0,8, что обычно характеризует высокую степень уплотнения пород в основании осадочного чехла. Такие отношения установлены для Днепровско-Донецкого авлакогена, Прикаспийской синеклизы и некоторых других глубоких седиментационных впадин, в которых нижняя часть осадочного чехла сложена высокоскоростными карбонатными, либо сильно уплотненными терригенными и эффузивными породами. Наименьшие отношения (0,5 и менее) типичны для ряда районов Скифской и Западно-Сибирской плит, Таймырской депрессии, Закарпатского прогиба и других структур, где осадочный чехол представлен в основном мезозойскими и верхнепалеозойскими толщами, обладающими малой степенью диагенетического изменения.

При переходе от платформенных областей к складчатым степень уплотнения осадочных пород возрастает, и скоростные параметры в разной степени дислоцированных осадочных комплексов увеличиваются. Поэтому значение рассматриваемого отношения здесь становится больше. Так, например, для миогеосинклинальных зон Карпатской, Кавказской и Уральской складчатых систем оно достигает 0,8—0,9. Таким образом, сейсмические отличия между осадочными комплексами и подстилающим их кристаллическим субстратом в значительной мере сглаживаются. Для эвгеосинклинальных зон эти различия становятся еще менее выразительными.

Пластовая скорость в гранитном слое, как показал анализ большого статистического материала, изменяется в пределах 5,5—6,3 км/сек (среднее значение 6,0 $\pm$ 0,2 км/сек). При этом наименьшее ее значение (5,6—5,7 км/сек) отмечается в миогеосинклинальных комплексах альпийских складчатых сооружений, где гранитный слой с поверхности и на значительную глубину сложен слабометаморфизованными осадочными породами. Пластовые скорости воз-

растают до 6,0—6,4 км/сек в областях мезозойской и палеозойской складчатостей и на молодых платформах, где гранитный слой образован в разной мере метаморфизованными и уплотненными осадочными и эффузивно-осадочными толщами, прорванными интрузиями гранитоидов. Сходными значениями пластовой скорости обладает гранитный слой древних платформ. Наибольшие ее значения были зарегистрированы в пределах зеленокаменной полосы Уральской складчатой системы (6,4 км/сек и более).

В сейсмическом отношении гранитный слой представляется средой с высоким градиентом нарастания граничных скоростей. Средние значения этого градиента оцениваются в 0,05—0,06 км/сек на 1 км при отклонениях от 0,02—0,03 до 0,07—0,08 км/сек также на 1 км.

Детальное изучение сейсмических разрезов Украинского массива, Скифской плиты, Уральской складчатой системы, Ферганской впадины, восточной части Туранской плиты, Предпамирского прогиба, Карпатской складчатой системы и ряда других структур позволило выделить в коре волноводы. Один из них расположен на глубинах 8—20 км и имеет мощность 4—9 км. В его кровле скорости продольных волн изменяются от 5,8—6,3 до 5,6—5,9 км/сек, а для подошвы — от 5,6—5,9 до 6,3—7,0 км/сек. Таким образом, в сейсмическом отношении кровля волновода оказывается более слабой, чем подошва. Другой волновод установлен в базальтовом слое Закарпатского прогиба Украинского массива и в Ферганской впадине. Границы его более резкие, чем у волновода в гранитном слое.

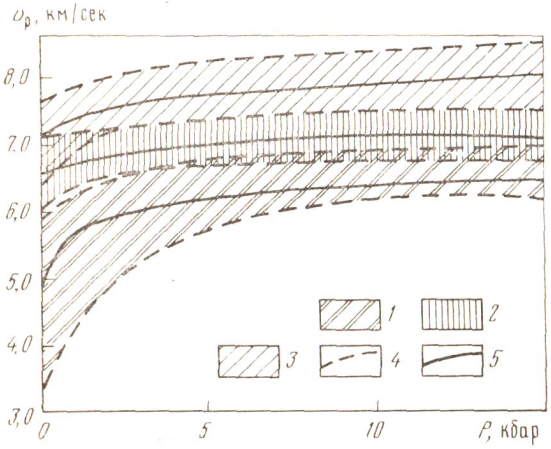


Рис. 57. График изменения скоростей распространения продольных волн в интрузивных горных породах в зависимости от давления. Составил М. П. Воларович

Пределы изменения параметров для пород: 1 — кислого состава, 2 — среднего состава, 3 — ультраосновного состава; 4 — предельные значения; 5 — средние значения

Появление волноводов в коре Н. И. Павленкова (1969) и другие исследователи связывают с неоднородностями вещественного состава коры. Причем волновод в базальтовом слое, вероятно, вызван наличием относительно более кислых разностей пород.

Горные породы, слагающие гранитный слой, очень разнообразны по вещественному составу и степени их дислоцированности. Они представлены как неизмененными, так и метаморфизованными разностями. Последние соответствуют широкой гамме термодинамических условий — от зеленосланцевой фации (температуры 400—600° С и давление 3—12 кбар) до гранулитовой фации (850—1000° С и 4—14 кбар). Явно подчиненное значение в гранитном слое имеют метаморфические комплексы, соответствующие более высоким давлениям (12—30 кбар), характеризующим глаукофан-лавсонитовую фацию, фацию дистеновых гнейсов и сланцев и эклогитовую фацию. Комплексы метаморфических пород, отвечающие таким давлениям, характерны для зон смятия и других локальных тектонических структур.

Сводные данные, характеризующие плотность и скорость распространения продольных волн в главных разновидностях горных пород, слагающих гранитный слой, представлены на рис. 57, 58 и в таблицах 15 и 16. В этих таблицах помещены также сведения о скоростных параметрах пород для всего возможного интервала давлений в гранитном слое. При возрастании температуры примерно до 300° С в основании гранитного слоя (мощность около 20 км) значения скорости могут оказаться меньшими примерно на 5—10% (рис. 59). Данные лабораторных работ показывают, что увеличение давления от 1 до 4 кбар

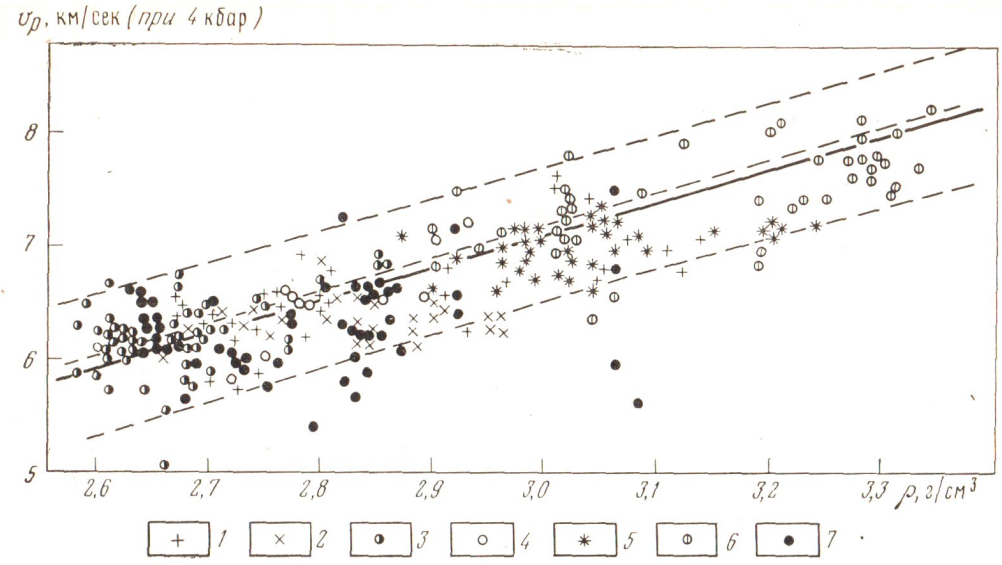


Рис. 58. График зависимости скоростей от плотности в кристаллических горных породах. Составила М. Л. Озерская (Беляевский и др., 1970)

1 — сланцы; *2* — эффузивы; *3* — граниты; *4* — диориты; *5* — основные породы; *6* — ультраосновные породы; *7* — амфиболиты

Таблица 15

Плотность и скорость продольных волн в магматических горных породах (при комнатной температуре, по С. Г. Семеновой)

		Породы	Плотность, г/см³		Количество измерений	Скорость (км/сек) при давлениях			Максимальное давление, кбар
			средняя	пределы изменения		атмосферном	4 кбар	максимальном	
Эффузивные	Кайнотипные	Липариты	2,54	2,30—2,71	276	—	—	—	—
		Андезиты	2,56	2,20—2,90	1 735	4,20—5,0	—	—	—
		Базальты	2,64	2,10—3,02	2 040	4,90	5,81	6,28	15
	Палеотипные	Кварцевые порфиры	2,60	2,50—2,83	2 374	4,74	6,01	6,18	9
		Андезитовые порфириты	2,68	2,44—2,99	11 040	5,36—5,50	6,50	6,56	9
		Диабазы	2,86	2,51—3,30	5 586	6,54	6,88	7,00	15
Интрузивные		Граниты	2,61	2,50—2,70	3 674	4,90	6,06	6,33	9
		Диориты	2,82	2,59—3,15	3 506	5,85	6,66	6,66	12
		Габбро	2,96	2,70—3,20	4 304	6,42	6,99	7,31	15
		Анортозиты	2,76	—	444	—	—	—	—
		Гипербазиты	3,21	2,90—3,40	4 096	6,88	7,41—7,91	7,60—8,08	10

Таблица 16

Плотность и скорость продольных волн в метаморфических горных породах разных фаций метаморфизма (по С. Г. Семеновой)

Фация	Породы	Плотность, г/см³		Количество измерений	Скорость (км/сек) при давлениях			Максимальное давление, кбар
		средняя	пределы изменения		атмосферном	4 кбар	максимальном	
Зеленых сланцев	Филлиты	2,68	2,00—3,16	1 169	5,52	6,11	6,19	12
	Кварцево-серицитовые, хлорит-серицитовые сланцы	2,67	2,36—3,04	3 260	4,80—5,56	6,26	—	—
	Кремнистые сланцы	2,65	2,44—3,10	168	4,60	—	—	—
	Хлоритовые сланцы	2,78	2,50—3,30	639	5,66	—	6,37	9
	Актинолит-хлоритовые сланцы	2,85	2,36—3,40	778	—	—	7,22	9
Эпидот-амфиболитовая	Кварц-биотит-полевошпатовые сланцы	2,72	2,60—2,90	2 260	4,49—5,35	6,08	—	—
	Глиноземистые сланцы со ставролитом и гранатом	2,69	2,28—3,15	1 222	4,52	6,20	—	—
Амфиболитовая	Гнейсы биотитовые	2,65	2,33—2,98	17 086	5,23	5,85	6,80	10
	Гнейсы глиноземистые	2,73	2,50—3,18	2 850	5,03	6,37	—	—
	Гнейсы амфиболовые	2,82	2,57—3,20	1 528	6,30	6,85	7,24	12
	Гнейсы пироксеновые	2,88	2,67—3,02	587	—	—	—	—
	Амфиболиты в целом	2,94	2,60—3,30	8 342	5,48—6,06	7,12	7,35—7,30	9—15
	Полевошпатовые амфиболиты с биотитом	2,80	До 3,20	9	6,30	7,66	7,88	10
	Гранатовые амфиболиты	3,11	2,81—3,60	93	6,04	7,19	7,41	12
Гранулитовая и эклогитовая	Гранулиты	2,75	—	107	5,00	6,41	—	—
	Эклогиты	3,42	3,25—3,56	14	7,17	7,99	8,29—8,60	10

приводит к возрастанию плотности пород гранитного слоя на 0,05—0,07 г/см³. Однако этот эффект в значительной мере гасится в результате разогрева пород в нижней части гранитного слоя. Например, габбро при нагревании до 300° С при давлении 5 кбар приобретает не положительный эффект возрастания плотности, а отрицательный (—0,74%). Таким образом, эффекты влияния давления и возрастающей температуры в нижней части гранитного слоя, вероятно, могут компенсировать друг друга.

Неизмененные и слабо измененные породы обычно слагают верхний структурный этаж в миогеосинклинальных зонах слабо эродированных складчатых

систем. Судя по геологическим и главным образом сейсмическим данным, вертикальная мощность этого этажа в пределах Карпатской и Кавказской складчатых систем не превышает 8—10 км, в Копетдагской складчатой системе не более 14 км. Лишь в Верхояно-Колымской складчатой системе, по данным И. А. Резанова (1968), следует ожидать большие мощности мало измененных осадочных отложений (до 16—20 км).

Аналогичные вертикальные мощности таких комплексов типичны и для кайнозойских складчатых систем Дальнего Востока (Сахалин — до 6 км, Восточная Камчатка — 7—8 км, комплекс Симанто в Японии — до 8 км). Небольшие мощности мало измененных толщ характеризуют Курильскую островную дугу (3—5км). В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы и Монголо-Охотского складчатого пояса, включая районы Восточного Забайкалья, мощность верхнего структурного этажа, сложенного дислоцированными толщами осадочных и частью эффузивных пород, по-видимому, не превышает 5—6 км. Также сравнительно малыми вертикальными мощностями отличаются слабо измененные миогеосинклинальные комплексы Уральской, Казахской, Тянь-Шаньской и других палеозойских складчатых систем (обычно не более 5—6 км). Плотность слабо измененных осадочных и эффузивных пород во всех этих структурах обычно не превышает 2,60—2,65 г/см³.

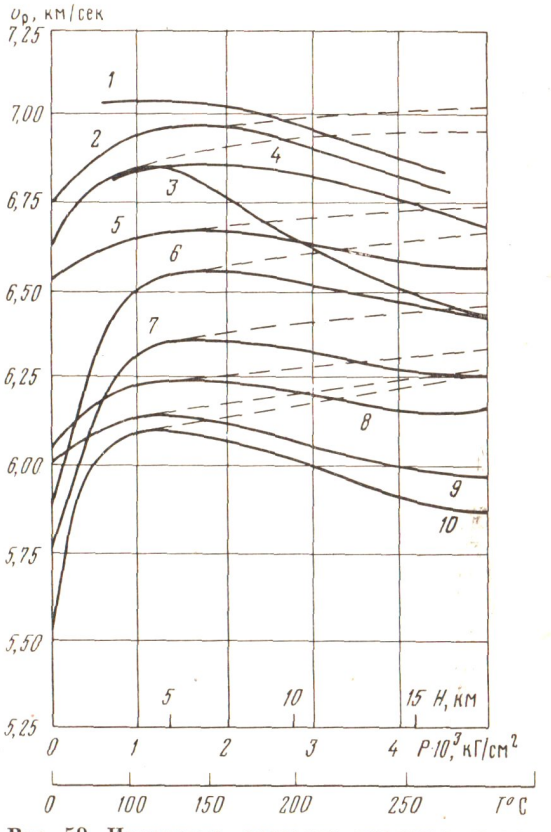


Рис. 59. Изменение скорости продольных волн в условиях высоких температур и давлений. Составил Т. С. Лебедев

1 — габбро-амфиболиты; *2* — лабрадориты; *3* — гнейсы пироксен-плагиоклазовые; *4* — габбро-нориты; *5* — чарнокиты; *6* — граниты рапакиви; *7* — граниты; *8* — габбро-монцониты; *9* — гнейсы биотитовые; *10* — мигматиты. Сплошные линии — изменение скорости в условиях изменяющихся температур и давлений. Пунктирные линии — изменение скорости при комнатной температуре

Менее уверенной является оценка вертикальной мощности верхнего структурного этажа в эвгеосинклинальных зонах как молодых, так и древних (палеозойских и байкальских) складчатых систем. Сейсмические данные для Казахстана и Урала показывают, что она здесь едва ли превышает 8—10 км. Примерно этими глубинами характеризуются и вертикальные мощности интрузий гранитоидов, рассчитанные по гравиметрическим данным. Плотности пород верхнего структурного этажа эвгеосинклинальных зон выше в связи с большей метаморфизацией пород и более широким распространением интрузий базитов, гипербазитов и основных эффузивов. Возможный интервал плотностей распространенных здесь пород заключен в пределах 2,50—2,80 г/см³ (без базитов и гипербазитов).

Породы верхнего структурного этажа фанерозойских складчатых систем слагают также значительную часть фундамента молодых платформ. По имеющимся немногочисленным данным для Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит, вертикальная мощность этого этажа не превышает 4—6 км.

Приведенные данные показывают, что от трети до половины гранитного слоя в области выходов складчатого основания и под осадочным чехлом

палеозойских плит приходится на относительно слабо измененные осадочные, осадочно-эффузивные, вулканогенные и интрузивные породы.

Нижние структурные этажи фанерозойских складчатых систем сложены метаморфизованными комплексами осадочных и осадочно-вулканогенных пород, прорванных интрузиями гранитоидов, базитов и гипербазитов. Фации метаморфизма здесь не превосходят эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую. Лишь на Северо-Востоке СССР в фундаменте Омолонского и Охотского срединных массивов Верхояно-Чукотской складчатой системы были установлены блоки архейских пород, метаморфизм которых соответствует гранулитовой фации. Плотности наиболее распространенных пород нижнего структурного этажа изменяются от 2,62 (филлиты) до 2,82 (амфиболовые гнейсы) и 2,94 г/см^3 (амфиболиты). Учитывая распространенность отдельных типов пород и возрастание фактора давления с глубиной, средняя плотность пород нижних структурных этажей гранитного слоя, вероятно, заключена в пределах 2,70—2,75 г/см^3.

Приведенные данные позволяют оценить среднюю плотность гранитного слоя в районах распространения фанерозойских миогеосинклинальных зон в 2,60—2,65 г/см^3, а в пределах эвгеосинклинальных зон — 2,65—2,70 г/см^3. Те же значения плотности, по-видимому, могут характеризовать и гранитный слой палеозойских плит.

Иными особенностями отличается гранитный слой древних платформ. Так, фундамент Европейской платформы в западной и южной ее частях сложен комплексами гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и в меньшей мере других метаморфических фаций. В общем комплексе развитых здесь пород преобладают породы с плотностью 2,63—2,73 г/см^3 (средняя 2,70 г/см^3). По сейсмическим данным и гравиметрическим расчетам вертикальная мощность этих пород оценивается в 6—8 км. Ниже, судя по высоким значениям граничных скоростей (6,80 км/сек и более), расположены более плотные комплексы пород, скорее всего, принадлежащие гранулитовой фации. Их плотность, вероятно, более 2,70 г/см^3. Средняя плотность гранитного слоя на Европейской платформе 2,73 г/см^3.

В отличие от Европейской платформы, фундамент Сибирской платформы сложен преимущественно породами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. На Алданском щите и в Иркутском амфитеатре нижняя половина гранитного слоя отделена от верхней четкой сейсмической границей, которая, возможно, указывает на скачок плотностей в сторону их возрастания. Распространенные на Сибирской платформе породы в целом имеют заметно большую плотность, чем породы Европейской платформы (более 2,70 г/см^3), что с учетом более плотных пород нижней части гранитного слоя, позволяет оценить его среднюю плотность в 2,75 г/см^3.

Наибольшей плотностью отличается гранитный слой зеленокаменной полосы Уральской складчатой системы. Здесь он главным образом сложен основными породами, его скоростные параметры даже у земной поверхности близки к скоростным параметрам базальтового слоя и средние плотности оцениваются в 2,75—2,80 г/см^3. По среднестатистическим значениям геофизических параметров гранитный слой здесь не отличим от базальтового. В равной мере это относится также к многим районам распространения нижнего архея на Сибирской платформе.

Приведенные данные показывают, что плотность гранитного слоя изменяется в сравнительно широких пределах от 2,60 до 2,75—2,80 г/см^3. Осреднение этих значений с учетом распределения мощностей гранитного слоя позволяет оценить его среднюю плотность для территории СССР в 2,65—2,70 г/см^3.

Мощность гранитного слоя на территории СССР изменяется от 6—8 до 39—40 км (рис. 60). В областях сочленения континентальных структур с океаническими и в направлении к глубочайшим седиментационным впадинам (например, внутренняя зона Прикаспийской синеклизы) гранитный слой выклинивается.

Наибольшей мощностью гранитного слоя характеризуется блок Центрально-Казахстанских, Тянь-Шаньских и Памирских структур, где средние мощности этого слоя достигают 30—35 км. Для остальной площади континентальных

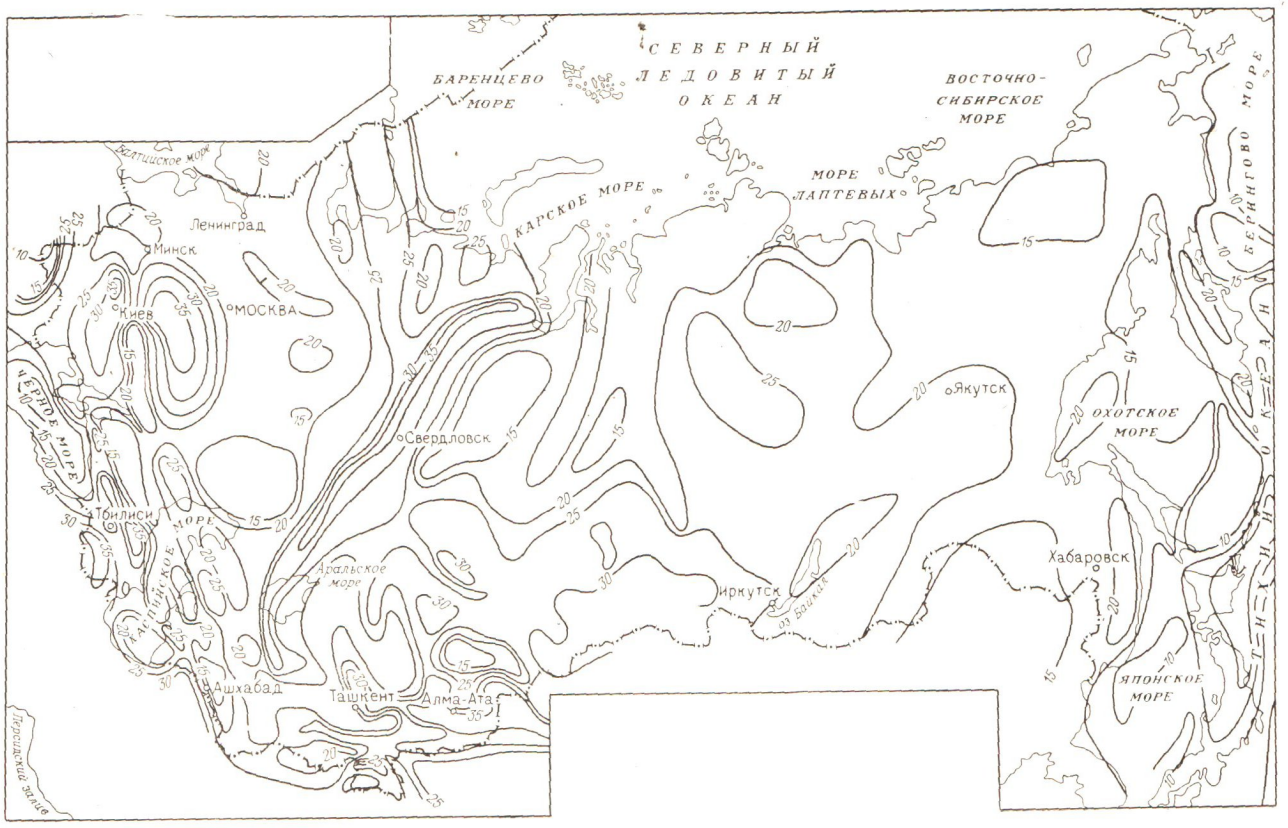


Рис. 60. Схематическая карта изопахит гранитного слоя. Составили Н. А. Беляевский и А. А. Борисов

Сечение изопахит через 5 км

структур мощности гранитного слоя заключены в интервале от 12 до 20 км, кроме нескольких сравнительно небольших структур, где его мощности оказываются меньшими. К их числу относятся Печенгский синклинорий в северной части Балтийского щита (менее 7 км), Белозерская и некоторые другие структуры Азовского блока на Украинском массиве (6—10 км), зеленокаменная полоса Уральской складчатой системы (8—11 км), Рионская и Куринская впадины Кавказской складчатой системы (9—11 км), Карабогазский свод на Туранской плите (менее 10 км) и, возможно, некоторые другие, еще не выявленные, структуры.

Зоны выклинивания гранитного слоя (от 10 км до 0) в восточной и юго-восточной частях Черноморской впадины, по окраинам Южно-Каспийской впадины (включая Западно-Туркменскую впадину), в Прикаспийской синеклизе и в глубоких впадинах области сочленения Азиатского материка и Тихого океана вместе с островными дугами обычно не превосходят 100 км. Лишь на северо-западной окраине Черноморской впадины, к востоку от Камчатки и севернее Хоккайдо, они достигают ширины 150—200 км.

Обращает на себя внимание сравнительно малое изменение мощности гранитного слоя в зависимости от возраста и типа тектонических структур. Так, например, по сейсмическим данным не улавливается существенного различия между мощностями гранитного слоя на Западно-Сибирской плите и Европейской платформе. Как на древних платформах, так и на молодых плитах, мощность гранитного слоя обычно колеблется в пределах 12—18 км.

Фундаментом всех фанерозойских складчатых систем служат протерозойские и местами, возможно, архейские толщи гнейсов и кристаллических сланцев. Поэтому кажется вероятным предположение о том, что нижняя часть гранитного слоя и базальтовый слой везде сложены этого возраста образованиями. В пределах фанерозойских складчатых систем архей почти нигде не доказан, а мощность протерозойских кристаллических комплексов везде весьма значительна (километры). Возможно, что не только архей, но и частью нижний протерозой здесь должны входить в состав базальтового слоя.

Состав верхней части гранитного слоя окраинных морей, по-видимому, не обладает какими-либо особенностями по сравнению с его материковой частью. Так, например, выходы докембрийского гранито-гнейсового основания на Шпицбергене, Ново-Сибирских островах, островах Северной Земли, Врангеля и даже далеко отстоящего от материка о. Генриетты убеждают нас в том, что кристаллический цоколь континентального типа простирается по крайней мере до начала континентального склона Северного Ледовитого океана.

В аналогичном положении, вероятно, находится и зона дальневосточных окраинных морей, так как и на Японских островах, и в пределах Центральной Камчатки (?), как и в районе залива Креста на Чукотском полуострове, имеются выходы дорифейского гранито-гнейсового кристаллического основания. Убедительны также геологические доказательства того, что внутренние районы Охотского моря в течение второй половины мезозоя и раннего кайнозоя являлись областями сноса кварцево-полевошпатового материала в сопредельные геосинклинальные прогибы. Палеогеографические построения показывают, что внутренняя часть Японского моря, начиная по крайней мере с поздней перми и до начала кайнозоя включительно, также являлась областью сноса гранито-гнейсового обломочного материала*.

Гранитный слой дальневосточных окраинных морей и других материковых окраин обычно имеет сокращенную мощность (10 км и менее). По сейсмическим данным, он местами вообще выпадает из разреза коры, местами же преобладает над базальтовым (центральная часть Центрально-Охотского массива и др.). Для объяснения сокращенной мощности гранитного слоя и его исчезновения были высказаны различные предположения. Одно из них опи-

* Недавно полученные результаты драгирования показали, что подводные возвышенности Ямато, расположенные в центральной части Японского моря, частично сложены палеозойскими гранитами и дислоцированными палеозойскими отложениями.

рается на гипотезу о том, что на окраинах континентов и, в частности, в пределах дальневосточных островных дуг процесс формирования гранитного слоя не закончен и развитие его продолжается в кайнозойское время (Марков и др., 1967). Этим нельзя объяснить ни малой мощности гранитного слоя, ни того, что во внутренних районах дальневосточных морей прежде были обнажены метаморфические и интрузивные породы относительно глубоких зон земной коры.

Другое предположение учитывает возможность сокращения мощности гранитного слоя посредством базификации, т. е. полного или частичного растворения гранитного слоя в результате массовых излияний базальтовой магмы на поверхность морского дна, происходившие в мезозойское время (Рудич, 1962). Однако и это предположение должно быть оставлено, поскольку в фациях мезозойско-кайнозойских отложений нигде не отмечается признаков обширных подводных лавовых излияний.

Третья гипотеза, предложенная В. В. Тихомировым, исходит из возможности преобразования континентального базальтового слоя в верхнюю мантию, а гранитного слоя в базальтовый под влиянием глубинных эманаций. Такие преобразования маловероятны, поскольку в условиях небольших глубин (10—15 км) и, соответственно, относительно невысоких температур и давлений столь глубокие изменения пород консолидированной толщи коры невозможны.

Рядом зарубежных исследователей высказывались гипотезы о сокращении мощности коры под влиянием так называемой «мантийной эрозии», вызванной конвективными токами, развивающимися в верхней мантии. Но и это предположение не может быть поддержано, поскольку размеры конвективных «ячеек» предполагаются значительно большими, чем размеры дальневосточных окраинных морей. При этом вызывает сомнение реальность возникновения конвективных токов в столь вязкой среде, какой в настоящее время представляется верхняя мантия.

Автору представляется более вероятным предположение о том, что сокращение гранитного слоя является результатом проявления не одного, а ряда факторов. К их числу относится возможность уничтожения зачительной части гранитного слоя под действием поверхностной эрозии, которая развивалась в условиях слабо гранитизированных складчатых геосинклинальных комплексов. Такие комплексы, по-видимому, характерны для островов Сахалин и Хоккайдо, для Восточной Камчатки, восточного побережья о. Хонсю, Курильской и Алеутской островных дуг и ряда других районов в области сочленения Азиатского материка и Тихого океана. Во всех этих районах гранитный слой образован осадочными и вулканогенно-осадочными толщами мощностью до 8—10 км и более. Их гранитизация невелика, и региональный метаморфизм обычно не превосходит пределов зеленосланцевой фации. Не исключено, что мощный базальтовый слой между Курильской островной дугой и Курильским глубоководным желобом главным образом сложен именно такого типа толщами, раздел между которыми и собственно базальтовым слоем при сейсмических исследованиях остался не выявленным.

ПОВЕРХНОСТЬ БАЗАЛЬТОВОГО СЛОЯ

Поверхность базальтового слоя во многих районах не относится к числу четко выделяемых сейсмических границ в коре, что сильно осложняет проблему ее корреляции. В данной работе к поверхности базальтового слоя отнесен некоторый уровень примерно в средней части консолидированной коры, отделяющий более градиентную и менее скоростную верхнюю ее часть от нижней, в которой градиент нарастания скоростей несколько ниже, а значения граничных и пластовых скоростей выше (более 6,4 км/сек).

По отношению к приповерхностным структурам рельефа поверхности фундамента поверхность базальтового слоя всегда выступает в качестве более

Таблица 17

Граничные скорости продольных волн вдоль поверхности базальтового слоя

Структуры	Пределы значений	Преобладающие значения
Европейская платформа	6,4—7,9	6,8—6,9
Балтийский щит		
Гранулитовый пояс	6,4—6,8	—
Северо-Карельский синклинорий	6,8	—
Кейвский синклинорий	6,8—6,9	—
Печенгский синклинорий	6,5—6,7	—
Украинский массив	6,7—7,4	6,9—7,0
Район Коростеньского плутона	7,2	—
Район Белозерских структур	6,8—7,4	—
Днепровско-Донецкий авлакоген	6,7—7,9	—
Другие структуры центральной части и юго-западной окраины массива	6,8—7,0	—
Волго-Уральская антеклиза	6,7—7,4	6,7—6,9
Прикаспийская синеклиза		
Окраинные части	6,4—7,2	6,7
Внутренняя безгранитная часть	7,0—7,5	7,0
Осокинская впадина	7,1—7,2	—
Западно-Сибирская плита (приуральская часть)	6,8—7,0	6,7—6,9
Таймырская депрессия	6,5—7,6	—
Туранская плита	6,5—7,0	6,7—6,8
Карабогазский свод	6,6—6,8	—
Каракумский свод	7,0—7,1	—
Поднятие Султануиздага	7,0	—
Амударьинская синеклиза	6,8—7,9	—
Устюртская синеклиза	6,8	—
Южно-Мангышлакский прогиб	6,5	—
Скифская плита	6,7—7,2	—
Донецкий кряж	7,1—7,2	—
Вал Карпинского	6,8	—
Ставропольский свод	6,7—7,0	6,7
Палеозоиды	6,7—7,4	—
Уральская складчатая система	6,9—7,5	—
Зеленокаменная полоса		
Эвгеосинклинальная зона	6,8—7,0	—
Казахская складчатая область	6,7—7,1	6,7—7,0
Джезказганская впадина	6,7—7,1	—
Тянь-Шаньская складчатая система	6,4	—
Ферганская впадина	7,4	—
Мезозоиды	6,5—6,7	6,7
Верхояно-Колымская складчатая область (Колымские горы)	6,7	—
Сихотэ-Алинская складчатая область	6,8—7,4	6,8—7,0
Ханкайский массив	6,8—7,7	6,8—6,9
Структуры Памира	6,4	—
Альпиды	6,7—7,3	—
Карпатская складчатая система	6,7	—
Предкарпатский краевой прогиб	6,8—7,1	—
Кавказская складчатая система		
Терско-Каспийский прогиб	6,7—6,8	—
Мегантиклинорий Большого Кавказа	6,7—7,1	6,7—6,9
То же, его восточное погружение	6,8—6,9	—
Предкопетдагский прогиб	7,1—7,3	—
Впадины внутренних морей	6,4—7,0	—
Черноморская впадина	6,4—7,0	6,4
Зона выклинивания гранитного слоя	6,8	—
Безгранитная зона	6,8—7,0	—
Южно-Каспийская впадина	6,4—6,6	—
Безгранитная зона	6,4	—

Продолжение табл. 17

Структуры	Пределы значений	Преобладающие значения
Западно-Туркменская впадина . .	6,6	—
Структуры зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану	6,7—7,5	—
Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген .	6,5—7,5	—
Структуры Сахалина	6,7—7,5	—
Татарский прогиб	7,0	—
Охотоморская впадина	6,3—6,8	6,6—6,7
Северо-Охотский прогиб	6,3—6,7	6,4
Центрально-Охотский массив . . .	6,6	—
Южно-Охотская впадина (безгранитная зона)	6,6—6,8	—
Прикурильский прогиб	6,7—6,8	—
Япономорская впадина	5,6—6,7	6,5
Курильская островная дуга	6,3—6,6	—
Курильский глубоководный желоб . .	5,8—6,8	6,5
Алеутская островная дуга	6,3	—
Алеутский глубоководный желоб	6,6	—
Беринговоморская впадина	6,4—7,0	—
Глубоководная безгранитная зона .	6,6—7,0	—
Шельфовая часть	6,4—6,8	—
Структуры дна Тихого океана	6,0—6,8	6,4
Баренцевоморская плита	6,8	—

древнего образования. Она рассечена глубинными разломами, часто не нарушающими поверхности фундамента. Это определяет по крайней мере дорифейский возраст поверхности базальтового слоя на древних платформах и более древний ее возраст по отношению к базальным толщам осадочного чехла палеозойских плит. То же характеризует и многие фанерозойские складчатые системы.

Приведенные в табл. 17 данные показывают, что значения $v_г$ вдоль поверхности базальтового слоя изменяются в широких пределах. Особенно значителен разброс значений $v_г$ для континентальных структур (от 6,3—6,4 до 7,2—7,5 км/сек) и менее значителен для впадин внутренних и окраинных морей, а также Тихого океана (6,3—6,4—7,0 км/сек). Преобладающие значения граничных скоростей вдоль поверхности базальтового слоя для континентальных структур обычно заключены в интервале значений 6,7—6,9 км/сек, а для морских и океанических структур 6,4—6,5 км/сек. При этом значения $v_г$ для разных структур не одинаковы.

Из табл. 17 следует, что структуры древней Европейской платформы и палеозойских плит характеризуются примерно одинаковыми значениями граничных скоростей вдоль поверхности базальтового слоя. Однако это сходство не определяет тождества других физических параметров базальтового слоя для структур различного возраста, поскольку на молодых плитах, где мощность гранитного слоя значительно больше, чем на древних платформах, $v_г$ вдоль поверхности базальтового слоя могут возрастать в результате большего статического давления в толще коры.

Обращают на себя внимание некоторые характерные особенности в распределении граничных скоростей вдоль поверхности базальтового слоя.

Для Украинского массива характерны высокие значения $v_г$ — до 7,2 км/сек. В частности, под Коростеньским плутоном такие значения $v_г$ зарегистрированы на сравнительно небольших глубинах (6—8 км), что, возможно, связано с поднятием крупного габбрового плутона, кровлю которого слагают коростеньские гранитоиды. По-видимому, той же геологической особенностью отличается и Белозерская структура, где еще более высокие граничные скорости (до 7,4 км/сек)

зарегистрированы на глубине около 6 км. В других районах Украинского массива поверхность базальтового слоя пока не привязана к какой-либо определенной геологической границе, так как сходные значения $v_г$ наблюдаются как под протерозойскими, так и под архейскими структурами.

Особый интерес представляет недавно установленный блок безгранитной (?) коры под центральной частью Прикаспийской синеклизы. По ее окраинам поверхность базальтового слоя характеризуется преобладающими значениями $v_г$ 6,7 км/сек, тогда как в центральной части они возрастают до 7,0 км/сек, хотя различия в глубинах до этой поверхности невелики. Здесь предполагается блок нижнеархейских пород, которыми, возможно, сложен базальтовый слой. По периферии Прикаспийской синеклизы в Башкирском своде и других структурах распространены верхнеархейские толщи. Под ними поверхность базальтового слоя имеет меньшие значения $v_г$, равные 6,7 км/сек.

В пределах Туранской и Скифской плит поверхность базальтового слоя проходит где-то внутри протерозойско-архейских толщ. То же типично и для фанерозойских складчатых систем. Для поверхности базальтового слоя значения $v_г$ непостоянны (6,4—7,0 км/сек). Преобладают значения 6,6—6,7 км/сек. Однако для структур Памира зарегистрированы малые значения $v_г$, равные 6,4 км/сек. Причина этого не изучена.

Столь же малые модальные значения $v_г$ характерны и для поверхности базальтового слоя во впадинах внутренних и окраинных морей, а также Тихого океана. Детальные глубинные сейсмические исследования свидетельствуют о локальном возрастании значений $v_г$ (до 7,0 км/сек). Таким образом, и здесь, как и в пределах континентальных структур, разброс значений $v_г$ значителен. Непостоянство значений $v_г$ говорит о латеральной неоднородности состава базальтового слоя.

По сравнению со всеми окраинными морями резко аномальной является Баренцевоморская плита, где небольшие значения $v_г$ вообще не наблюдались. Наблюдаемые здесь граничные скорости 6,8 км/сек типичны для континентальных структур.

Насколько позволяют судить имеющиеся материалы глубинных сейсмических исследований коры, рельеф поверхности базальтового слоя слабо расчленен на древних платформах и гораздо более сложный в областях фанерозойских складчатых систем, на молодых платформах, а также в области сочленения Азиатского материка и Тихого океана. В противоположность этому лишь пологая волнистость характерна для поверхности базальтового слоя Северного Ледовитого и Тихого океанов.

Глубины, на которых отмечается поверхность базальтового слоя в континентальных районах, изменяются от 7—8 км для локальных структур на древних щитах (Печенгская, Коростеньская и др. структуры) до 10—11 км в зеленокаменной полосе Уральской складчатой системы и до 30—35 км в южной части Тянь-Шаньской складчатой системы и на Памире. Если исключить эти крайние значения, то на большей части территории СССР глубины до поверхности базальтового слоя изменяются в значительно меньшем интервале: от 14—15 км на древних платформах до 20—25 км под фанерозойскими складчатыми системами.

Рельеф поверхности базальтового слоя, по-видимому, связан с крупными элементами складчатой структуры. Так, на Европейской платформе поднятия поверхности базальтового слоя часто отвечают архейским ядрам в поле распространения раннепротерозойских структур. Погружения поверхности базальтового слоя установлены под Днепровско-Донецким авлакогеном и прогибом Большого Донбасса. При этом поднятия поверхности базальтового слоя на древних платформах часто сопровождаются возрастанием мощности базальтового слоя, а прогибы — его значительным сокращением (до 8—12 км под прогибом Большого Донбасса и Индоло-Кубанским краевым прогибом).

Для Туранской и Скифской (?) плит обычна прямая связь между рельефом поверхности фундамента и рельефом базальтового слоя (Каракумский и Карабогазский своды, Мургабская и Устюртская впадины и др.). В отличие от

палеозойских плит Тянь-Шаньская складчатая система и структуры Памира подчеркнуты обширными депрессиями в рельефе этой поверхности, осложненными локальными нарушениями. В частности, под Ферганской впадиной в поверхности базальтового слоя отмечается глубокий прогиб, согласный с прогибом консолидированного основания, а под Предпамирским прогибом — поднятие. Под зеленокаменной полосой Уральской складчатой системы поверхность базальтового слоя образует поднятие, которое на запад и восток сменяется погружениями. Колтогорско-Уренгойский грабен в пределах Западно-Сибирской плиты характеризуется погружением поверхности базальтового слоя и так же, как и зеленокаменная полоса Уральской складчатой системы, отличается возрастанием мощности базальтового слоя.

Из других особенностей рельефа базальтового слоя интересно отметить, что зона Байкальского рифта в рельефе базальтового слоя не находит отражения. Лишь вдоль Обручевского разлома, являющегося западной границей этой структуры, наблюдается уступообразное поднятие поверхности базальтового слоя по отношению к тому положению, которое эта поверхность занимает в районе Иркутского амфитеатра. Эти данные, возможно, указывают на более древний возраст поверхности базальтового слоя по отношению к собственно рифтовой структуре, нашедшей четкое отражение в рельефе поверхности М.

Положение поверхности базальтового слоя в Альпийской складчатой области характеризуется рядом особенностей. Под мегантиклинорием Большого Кавказа поверхность базальтового слоя образует пологое антиклинальное поднятие, сменяющееся в стороны от его оси широкими синклинальными прогибами. Это поднятие отделяет «базальтовый корень» от геосинклинального складчатого комплекса. Причем и корень, и комплекс обладают своей особой внутренней структурой (см. рис. 33). Поэтому поверхность базальтового слоя выступает в виде поверхности структурного несогласия. Профиль ГСЗ, проведенный вдоль Куринской и Рионской впадин, также показал сложные формы рельефа поверхности базальтового слоя, совершенно не согласующиеся с элементами приповерхностной геологической структуры. Возможно, и здесь, как и под мегантиклинорием Большого Кавказа, просвечивают части какой-то древней структуры коры.

В области сочленения Азиатского материка и Тихого океана поверхность базальтового слоя обладает сложными очертаниями. Здесь также намечается связь ее с крупными элементами геологической структуры. При этом не вызывает сомнения ее более древний возраст по отношению к системе глубоководных желобов, поскольку ограничивающие их разломы секут эту поверхность.

В отличие от континентальных структур поверхность базальтового слоя в пределах равнинных пространств дна Тихого океана слабо расчленена и обладает сглаженным рельефом. Здесь отмечаются максимальные амплитуды рельефа не более 2—3 км, тогда как под континентальными структурами эти амплитуды нередко превышают 10 км.

Рассматривая общее строение рельефа поверхности базальтового слоя, следует подчеркнуть его связь с геологическими структурами. Формы таких связей неодинаковы для различных типов этих структур. На древних платформах, вероятно, основными являются как первичные неоднородности в распределении рельефа рассматриваемой поверхности, возникшие в процессе формирования кристаллической толщи коры, так и наложенные процессы, связанные с формированием глубоких седиментационных впадин. Для фанерозойских структур западных районов СССР процессы становления консолидированной толщи коры не были одинаковыми даже в пределах одновозрастных структур (например, Уральская складчатая система и Казахская складчатая область). Что касается структур области сочленения Азиатского материка и Тихого океана, то здесь рельеф поверхности базальтового слоя, с одной стороны, связан с глубинными условиями формирования седиментационных впадин и, с другой — с особенностями формирования островных дуг. Структуры поверхности базальтового слоя западной части Тихого океана не имеют аналогов ни на континенте, ни в переходной зоне.

В целом поверхность базальтового слоя для всего многообразия геологических структур территории СССР и омывающих его морей не может быть сопоставлена с каким-либо одним стратиграфическим уровнем и поэтому должна пониматься в качестве гетерогенной внутрикоровой границы раздела.

БАЗАЛЬТОВЫЙ СЛОЙ

В отличие от гранитного слоя, базальтовый слой непрерывно распространен на всей территории СССР и в области омывающих морей. Как в вертикальном, так и в латеральном направлениях, он характеризуется изменчивыми значениями пластовых и граничных скоростей. В табл. 18 представлены изменения значений этих скоростей для ряда крупных геологических структур. Показанные в этой таблице значения пластовых скоростей для впадин внутренних и окраинных морей, а также для Прикаспийской синеклизы относятся целиком ко всему базальтовому слою.

Рассмотрение изменчивости пластовых скоростей базальтового слоя показывает, что его основание на древних и молодых платформах обычно характеризуется высокими значениями этого параметра (часто более 7,0 км/сек). Такие значения пока не были зарегистрированы в основании земной коры фанерозойских складчатых систем. Высокие пластовые скорости в базальтовом слое не типичны для впадин внутренних и окраинных морей, а также для структур Тихого океана. Исключением является лишь Беринговоморская впадина, в базальтовом слое которой были установлены аномально высокие пластовые скорости (7,0 км/сек). Различие в значениях пластовых скоростей под континентальными и морскими структурами является одним из важных доказательств неоднородности вещественного состава базальтового слоя. Интересен факт появления высоких значений пластовых скоростей в нижней части базальтового слоя (7,2 км/сек) под Центрально-Охотским массивом, что, возможно, указывает на его принадлежность к континентальным структурам.

Обращают на себя внимание сравнительно малые и изменчивые пластовые скорости под Южно-Каспийской впадиной. Эти данные заставляют настороженно относиться к предположениям о том, что здесь из разреза коры полностью выпадает гранитный слой. То же, вероятно, следует заметить и в отношении мощного базальтового слоя тихоокеанского склона Курильской островной дуги. Здесь базальтовый слой местами характеризуется очень малыми значениями граничных скоростей (6,3 км/сек), свойственными гранитному слою.

Тонкий базальтовый слой тихоокеанских структур, по-видимому, отличается устойчивыми пластовыми скоростями, значения которых в целом несколько меньше, чем обычные минимальные значения этого параметра для континентальных структур (соответственно 6,6 и 6,7 км/сек).

Изменения граничных скоростей с глубиной пока трудно выявить, поскольку для многих разрезов коры они не были определены. Имеющиеся данные показывают, что высокие граничные скорости (7,2—7,5, а иногда и до 7,8 км/сек) все же не столь редки, как это казалось ранее. Такие высокие граничные скорости свидетельствуют в пользу гипотезы о широком распространении эклогитовых комплексов в основании коры.

Из всего многообразия величин граничных скоростей наиболее часто встречаются значения около 7,0 км/сек или даже несколько большие для комплекса платформенных и палеозойских структур и несколько меньшие (6,8 км/сек) для альпийских структур и структур внутренних и окраинных морей. Это подтверждает неоднородность состава базальтового слоя в разновозрастных структурах.

Если проводить параллели между скоростями и плотностями, то базальтовый слой альпийских структур, как и структур внутренних и окраинных морей, может оказаться несколько менее плотным и, соответственно, менее основным. Это положение подтверждается также тем, что граничные скорости в нижней части базальтового слоя в пределах морских структур (не более

Таблица 18

Значения пластовых и граничных скоростей в базальтовом слое

Структуры	Мощность слоя, км	$v_п$, км/сек	$v_г$, км/сек
Европейская платформа			
Балтийский щит			6,6—7,5
Украинский массив	23—35	6,6—7,2	6,8—7,8
Воронежский массив	22—30	6,4—7,3	6,4—7,5
Волго-Уральская синеклиза	17—23	6,7—6,8	6,4—7,5
Прикаспийская синеклиза	10—12	7,0—7,2	7,0
Днепровско-Донецкий авлакоген	14—28	6,6—7,1	6,6—7,3
Западно-Сибирская плита	11—24	6,7—7,0	6,4—7,7
Таймырская впадина			6,5—7,6
Туранская плита	14—31	6,6—7,2	6,6—7,6
Скифская плита	14—24	6,9—7,4	
Донецкий кряж	12—24	—	6,8—7,2
Палеозоиды			
Уральская складчатая система			
Зеленокаменная полоса	До 38	—	6,5—7,7
Эвгеосинклинальная зона	20—28	—	6,8—7,2
Казахская складчатая область	16—34	—	6,7—7,8
Тянь-Шаньская складчатая система	6,4	6,3	—
Ферганская впадина	18	7,4	7,4
Томь-Колыванская зона	16	6,5	—
Мезозоиды Дальнего Востока			
Верхояно-Чукотская складчатая область	14	6,7	6,7—7,4
Сихотэ-Алинская складчатая область	16—26	—	6,7—7,7
Альпиды			
Карпатская складчатая система	26—32	—	6,5
Мегантиклинорий Большого Кавказа	38	6,5—7,0	6,4—7,4
Куринская и Рионская впадины	22—38	7,0—7,2	6,7—7,5
Предкопетдагский прогиб	12—15	6,5—7,3	7,3
Структуры Памира	28—30	6,4?	6,4?
Впадины внутренних морей (безгранитные области)			
Черноморская депрессия	12—14	6,4—6,6	6,4—6,8
Южно-Каспийская депрессия	23—25	6,3—6,7	6,3—6,8
Западно-Туркменская впадина	18	—	6,6—7,6
Структуры области сочленения Азиатского материка и Тихого океана			
Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс	26—28	—	6,6
Структуры Сахалина и Татарского прогиба	14—16	—	6,7—7,4
Центрально-Охотский массив	10—16	6,5—7,2	6,4—6,7
Северо-Охотский прогиб	12—22		6,4
Южно-Охотская впадина (безгранитная область)	6,7	6,5—6,7	6,7
Курильская островная дуга	14—16	—	5,8—6,4
Курильский глубоководный желоб	10—23	—	5,8—6,7
Беринговоморская впадина (безгранитная область)	6	7,0	7,0
Япономорская депрессия (безгранитная область)	6—8	5,6—6,5	—
Структуры дна Тихого океана	5—8	6,6	6,4—6,9
Структуры области сочленения Евразии и Северного Ледовитого океана			
Баренцевоморская плита	12—15	—	6,7

6,7—6,8 км/сек) никогда не обладают столь высокими значениями, как в пределах континентальных структур (до 7,6—7,8 км/сек).

Характеризуя таким образом особенности распределения граничных скоростей, следует заметить, что фактор глубины для их распределения в разрезах базальтового слоя под разными структурами, вероятно, не имеет решающего значения, так как на разных глубинах могут встречаться примерно одинаковые граничные скорости. Гораздо более важным для распределения граничных скоростей является их относительное положение в разрезе. Ближе к основанию коры граничные скорости увеличиваются, а в направлении к кровле — уменьшаются. Эти особенности скорее всего связаны с условиями распределения в вертикальном разрезе базальтового слоя петрографически разнородных комплексов. Возрастание граничных скоростей с глубиной может быть обусловлено явлениями прогрессивного метаморфизма, вызывающего уплотнение вещества коры и соответственно возрастание скоростей распространения упругих волн. Возможно также внедрение в кору плотных масс мантийного вещества.

Корреляция полученных в лабораторных условиях скоростей распространения упругих волн и плотностей позволяет оценить интервалы изменения плотности базальтового слоя в 2,8—3,2 г/см^3 при средней его плотности 2,9 г/см^3.

Средняя мощность базальтового слоя в пределах континентальной части СССР в самом общем приближении может быть оценена в 20—22 км. Однако мощность базальтового слоя почти всех крупных геологических структур в большей или меньшей мере отклоняется от среднего значения (рис. 61). Так, данные ГСЗ показывают, что на большом протяжении древних платформ (Европейской и Сибирской) она нередко превышает 24—25 км, а на Украинском массиве и на севере Балтийского щита отмечается мощность базальтового слоя более 30 км.

По-видимому, существует два типа структур, мощность базальтового слоя под которыми особенно значительна. Один из них связан с «корневыми» утолщениями коры под раннепротерозойскими синклинориями Украинского массива (Криворожским и др.). В разделяющих их блоках архейских структур мощность базальтового слоя меньше на 18—20 км. Несколько иной тип «корневых» структур намечается на Карельском перешейке (южная часть Балтийского щита). Здесь в сложном складчатом комплексе карелид утолщения базальтового слоя (до 27—28 км) наблюдаются под антиклинорными структурами, тогда как под синклинорными структурами мощность этого слоя не превышает 24—25 км. В обоих этих районах возрастание или уменьшение мощности базальтового слоя сопровождается изменением общей мощности коры.

Без увеличения мощности коры мощность базальтового слоя локально возрастает под Печенгской, Белозерской и некоторыми другими структурами. Обе эти структуры представляют собой крупные рудные узлы, хотя и принадлежащие к разным генетическим типам.

Резким сокращением мощности базальтового слоя характеризуются Днепровско-Донецкий авлакоген (до 12—13 км) и сравнительно узкая широтная зона во внутренней части Прикаспийской синеклизы (до 5—7 км). В обеих структурах сокращение мощности базальтового слоя сопровождается уменьшением мощности консолидированной толщи коры. При этом под Днепровско-Донецким авлакогеном наблюдается поднятие поверхности М почти на 15—20 км по сравнению с соседними участками Украинского и Воронежского массивов, а под Прикаспийской синеклизой отмечается значительно более широкое (регионального плана) сокращение мощности только консолидированной толщи. Общая мощность коры так же, как и глубина до поверхности М, в результате значительного увеличения мощности осадочного чехла не испытывают существенных изменений. Как и в соседних районах Европейской платформы, они близки к 40 км.

Приведенные данные показывают, что мощность базальтового слоя на Европейской платформе по-разному связана с формированием структур. Под Днепровско-Донецким авлакогеном, согласно С. И. Субботину, Г. Л. Наумчик

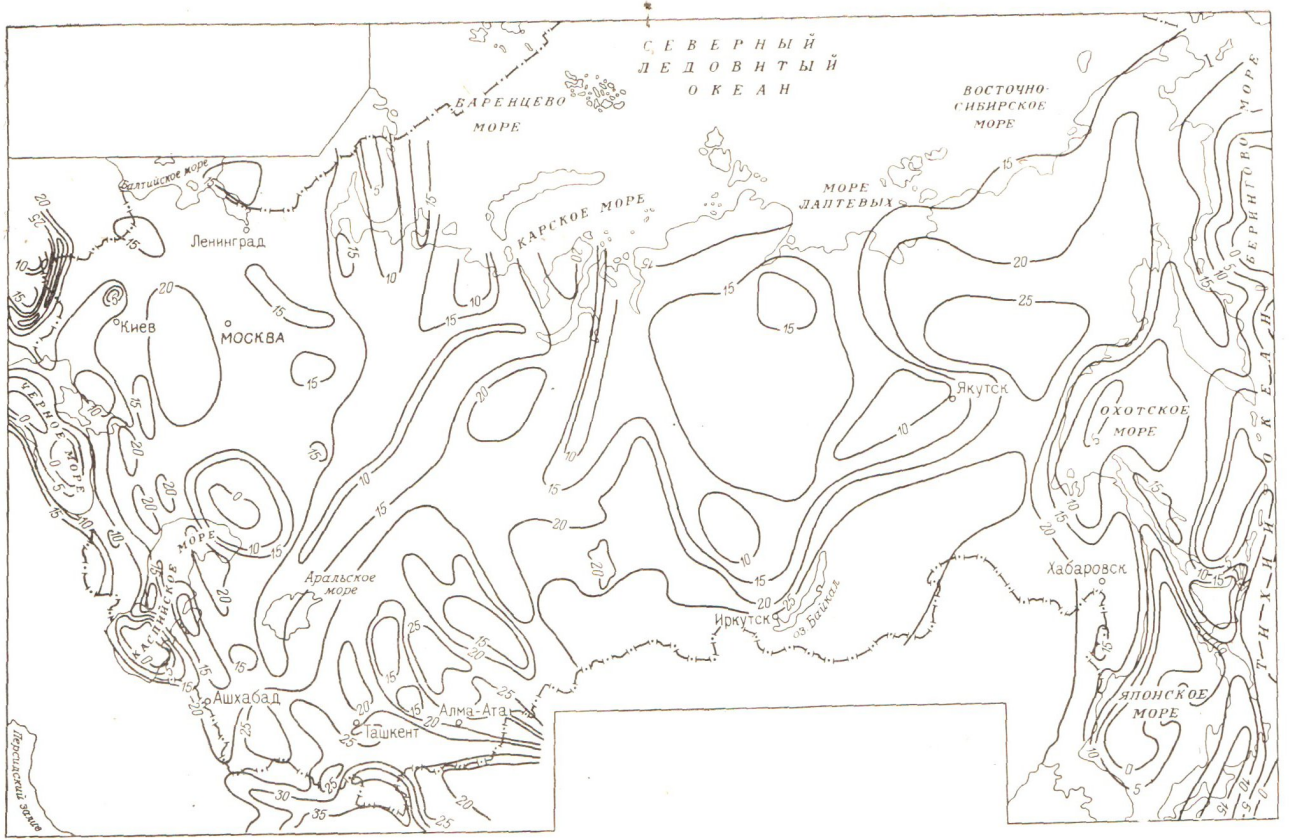


Рис. 61. Схематическая карта изопахит базальтового слоя. Составили Н. А. Беляевский и А. А. Борисов

Сечение изопахит через 5 км

и И. Ш. Рахимовой (1968), мощность базальтового слоя сокращалась в связи с фазовыми преобразованиями пород базальтового слоя в вещество верхней мантии и связанным с этим поднятием поверхности М. Тот же процесс, по-видимому, вызвал и сокращение мощности базальтового слоя под Прикаспийской синеклизой. Однако здесь он имел не линейный, а ареальный тип.

Для Днепровско-Донецкого авлакогена названные исследователи предполагают расплавление и перемешивание нижней части базальтового слоя и верхней части верхней мантии под влиянием локально возросшего температурного разогрева. Для Прикаспийской синеклизы более вероятными кажутся фазовые преобразования вещества в твердом состоянии, возникавшие в связи с длительным устойчивым погружением значительной по размерам площади. Для Прикаспийской синеклизы типичны сравнительно высокие значения граничных скоростей вдоль поверхности М (до 8,3—8,4 км/сек), тогда как под Днепровско-Донецким авлакогеном поверхность М, по-видимому, характеризуется пониженными значениями этого параметра (пока получен только один замер 7,8 км/сек).

Возрастание или уменьшение мощности базальтового слоя под докембрийскими складчатыми структурами скорее всего вызвано первичными условиями их генезиса. Однако изменчивость мощности базальтового слоя на Европейской платформе, вероятно, проявилась локально. Так широкие пространства Волго-Уральской антеклизы, северных склонов Воронежского массива, южного крыла Московской синеклизы отличаются небольшими колебаниями мощности базальтового слоя (обычно не более 3—4 км) и в целом сильно сглаженным рельефом поверхности М, что, видимо, следует связывать с широко развитыми региональными явлениями выравнивания рельефа подошвы коры и, соответственно, нивелирования мощностей базальтового слоя. Уровень глубин, на которых располагается поверхность М, на большей части Европейской платформы (40 км), как упоминалось, определяет возможность фазового перехода пород гранулитовой фации метаморфизма в породы эклогитовой фации на широких территориях.

В области изучения глубинного строения Сибирской платформы пока сделаны лишь первые шаги, но тем не менее уже выявились значительные изменения мощности базальтового слоя. Наибольшие значения мощности характерны для Анабарского массива и Алданского щита. По предварительным данным ГСЗ в осевой зоне Вилюйской синеклизы не отмечается уменьшения мощности базальтового слоя, как и под Днепровско-Донецким авлакогеном. В районах Иркутского амфитеатра и Верхней Тунгуски мощность базальтового слоя изменяется в пределах 18—21 км.

Данные сейсмических исследований коры молодых платформ также свидетельствуют о сложных изменениях мощности базальтового слоя. Что касается Скифской плиты, то структуры, находящиеся на продолжении Днепровско-Донецкого авлакогена и Донецкого кряжа, а именно: кряж Карпинского и Мангышлакская система дислокаций обладают сравнительно высокими мощностями базальтового слоя (20—25 км), тогда как в других районах Скифской и Туранской плит мощность базальтового слоя значительно сокращается, достигая минимальных значений в зоне предкавказских прогибов (12—15 км). Еще далее на юг, в направлении мегантиклинория Большого Кавказа, мощность базальтового слоя вновь возрастает до 30 км и более.

В области Туранской плиты минимальные мощности базальтового слоя отмечены в районе Карабогазского свода (15—17 км), тогда как на остальной площади они обычно изменяются от 18 до 20 км, кроме Каракумского свода (до 22 км) и Султануиздага (до 31 км). Зона Предбалханского и Предкопетдагского прогибов обладает наименьшими мощностями базальтового слоя (менее 15 км).

В пределах Западно-Сибирской плиты наибольшими мощностями базальтового слоя обладают находящиеся на западе герцинские структуры Уральской складчатой системы (20—28 км) и расположенные на востоке байкальские структуры (23—26 км), а также структура Колтогорско-Уренгойского грабена.

Район-Ханты-Мансийской синеклизы имеет сокращенную мощность базальтового слоя (11—16 км). На остальной части Западно-Сибирской плиты мощности базальтового слоя не превосходят 20 км.

Палеозоиды Центрального Казахстана по особенностям распределения мощностей базальтового слоя не отличаются от рассмотренных выше плит. Здесь выделяются район Карагандинского синклинория и каледонские антиклинорные структуры, где мощность базальтового слоя превосходит 25—28 км, зона герцинид с мощностями базальтового слоя от 20 до 25 км и район Чу-Сарысуйской впадины и сопредельных с ним структур Бетпакдалинского антиклинория, где мощность этого слоя не более 16—17 км.

Термодинамический режим находящихся в современных условиях комплексов горных пород, слагающих базальтовый слой под платформенными и многими другими континентальными структурами, характеризуется интервалами давления 10—12 кбар и температуры 400—500° С (местами более). Эти данные определяют наличие в базальтовом слое всех метаморфических фаций — от зеленосланцевой до гранулитовой. Лишь для мощной земной коры Памира, где кровля базальтового слоя располагается на глубинах 30—35 км, верхний предел термодинамического режима базальтового слоя оказывается близким к его нижнему пределу платформенных областей, а для нижнего предела, вероятно, типичны давления порядка 18—20 кбар и температуры, близкие к 1000° С (глубины около 60—70 км). Такие термодинамические условия исключают возможность нахождения здесь слабометаморфизованных пород в составе базальтового слоя.

В минувшие эпохи геосинклинального развития, когда в толще гранитного слоя происходила генерация гранитной магмы, минимально возможные температуры которой оцениваются около 700° С, температуры в верхней части базальтового слоя, по-видимому, поднимались по крайней мере до этого температурного уровня. Соответственно, в нижней части базальтового слоя они были гораздо большими. Следовательно, в базальтовом слое должны преобладать породы, принадлежащие гранулитовой фации, а там, где давления оказывались наиболее высокими, — и эклогитовой фации метаморфизма.

В. В. Белоусов (1966), И. А. Резанов (1972) и другие исследователи также полагают, что базальтовый слой в основном сложен гранулитовым комплексом пород и основными интрузиями. При этом И. А. Резанов подчеркивает обязательное присутствие в базальтовом слое континентальной коры древнейших архейских толщ. В отличие от этих точек зрения Э. Б. Наливкина («Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли», 1972), исходя из общих петрологических представлений и материалов о скоростных параметрах, считает, что в составе базальтового слоя предполагается наличие различного типа пород основного состава, метаморфизованных от зеленосланцевой до гранулитовой фаций.

Б. Г. Лутц (1970) отмечает, что анализ особенностей регионального метаморфизма гранулитовой фации указывает на инертность состояния большинства химических элементов, включая натрий и калий. Для этой фации метаморфизма характерны лишь общая дегидратация и дегазация первичных пород. Однако существование гранулитов в чистом виде возможно лишь в участках, не затронутых воздействием поднимавшихся из подкоровых глубин ювенильных растворов и других флюидов. При наличии последних процесс гранулитизации может быть сильно осложнен и вместо собственно гранулитов могут возникнуть породы, типичные для регрессивного полиметаморфизма. Среди гранулитовых комплексов Анабарского массива такие породы обычно не имеют регионального распространения. По Б. Г. Лутцу, они приурочены лишь к зонам глубинных разломов.

С явлениями регрессивного метаморфизма в гранулитовых комплексах связана их гранитизация, нижний предел которой не изучен. Однако он, по-видимому, не простирается сколько-нибудь глубоко в пределы базальтового слоя. В условиях высоких температур и при высоких давлениях, как показали И. П. Иванов (1970) и другие исследователи, реакции гидратации, связанные

с возникновением слюд и других гидроксилсодержащих минералов, невозможны. Вероятно, именно с этой особенностью распространения процессов регрессивного метаморфизма в высокотемпературных условиях связано разделение гранулитовых комплексов на принадлежащие к гранитному слою и входящие в состав базальтового слоя. О гранулитах базальтового слоя (?) мы знаем только по находкам такого типа пород из ксенолитов кимберлитовых и других трубок взрыва на Сибирской платформе, Памире, в Гиссарском хребте. Все они почти не содержат слюд. При этом гранулиты из кимберлитовых трубок Сибирской платформы сильно обогащены пироксеном. Встречаются здесь также пироксеновые сланцы, плагиоклазовые и другие амфиболиты.

Наличие в составе базальтового слоя пород высокой основности, судя по высоким значениям граничных скоростей, особенно характерно. Это, по-видимому, не может быть вызвано только явлениями метаморфизма первичных пород, поскольку при гранулитизации миграция вещества, как упоминалось, минимальна. Следует допускать гораздо более основной состав пород базальтового слоя по сравнению с гранитным. Такая его особенность может быть обусловлена как первичным составом докембрийских пород, так и внедрениями интрузий базитов и гипербазитов из подкоровых глубин.

Ксенолиты из трубок взрыва обычно содержат так называемые «коровые эклогиты», т. е. эклогиты и эклогитоподобные породы, содержащие некоторое количество полевых шпатов, амфибола и других обычных для коры минералов. Как показал Б. Г. Лутц (1970), возникновение эклогитов в результате преобразования пород гранулитовой фации или некоторых других пород (например, габбро) сопровождается частичным изменением химического состава. При эклогитизации происходит вынос щелочей, кремнезема, а также ряда элементов, имеющих большой ионный радиус. Таким образом, эклогитизация свидетельствует о необратимых изменениях, характеризующих, по-видимому, все комплексы пород базальтового слоя. В общем при гранулитизации происходит потеря воды и газовой составляющей пород, а при эклогитизации породы теряют щелочи и частью кремнекислоту. Следовательно, для преобразования пород базальтового слоя в породы гранитного слоя требуется привнос вещества, потерянного ими при метаморфизме.

Термодинамические условия и возможный состав базальтового слоя коры континентальных структур нетипичны для базальтового слоя океанических пространств. Здесь его верхний предел определяется давлениями в 1—2 кбар и температурой около 100° С, а нижний предел температурой до 200—250° С и давлением не более 2—3 кбар. При этом для геологического прошлого дальневосточных окраин Тихого океана (без области сочленения с материком) трудно предполагать развитие столь мощных геологических процессов, какими представляются процессы, связанные с возникновением геосинклиналей. Данные драгирования в океанах убеждают нас в том, то базальтовый слой здесь образован собственно базальтами, интрузивного типа базитами и гипербазитами, а также породами указанного состава, подвергшимися зеленокаменным изменениям. Такой набор пород не противоречит отмеченным выше значениям граничных скоростей, зарегистрированных в океане вдоль поверхности базальтового слоя.

Вопрос о составе базальтового слоя зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана пока остается открытым. Возможны разные варианты решения этого вопроса. Здесь лишь необходимо кратко остановиться на некоторых новых аспектах их решения. Так, например, для Сахалина нельзя исключать того, что неглубоко залегающий здесь базальтовый слой может быть сложен зелеными сланцами и другими аналогичными породами, слагающими мощные допалеозойские (?) комплексы, поскольку они здесь не только широко распространены, но и отличаются, как правило, скоростными параметрами, свойственными базальтовому слою. То же, возможно, относится и к районам Восточной Камчатки. В районе Японского моря породы базальтового слоя могут оказаться тесно связанными с глубоко метаморфизованными толщами архея Корейского щита.

В Курильской островной дуге, как указывалось, в составе базальтового слоя, по-видимому, значительное участие принимают породы гранулитового типа.

МОЩНОСТЬ КОРЫ

Для изучения закономерностей распределения мощности коры как в общем региональном плане, так и для отдельных структур, были использованы статистические методы. При подсчетах учитывались общая мощность коры (глубины до поверхности М плюс превышения земного рельефа над уровнем моря) и мощность консолидированной коры (глубины до поверхности М минус мощность осадочного чехла и водной толщи). Основой для статистических расчетов явились карты рельефа поверхности фундамента (см. рис. 52), поверхности М (см. рис. 1) и карты земного рельефа страны. Расчеты выполнены по сетке со стороной квадрата 100 × × 100 км для платформенных территорий и 50 × 50 км — для горно-складчатых структур.

Проведенные автором расчеты показали, что среднестатистическая мощность коры для континентальной части СССР равна 40,5 ± 1,6 км, а ее консолидированной части 36,6 ± 1,7 км. Полученная цифра среднестатистической мощности континентальной коры совпала с предложенной И. П. Косминской (1968) цифрой средней мощности континентальной коры для Мира в целом. Вместе с этим она оказалась значительно больше средней мощности континентальной коры, ранее предполагавшейся Х. Джеффрисом, А. Булленом и рядом других исследователей (35 км).

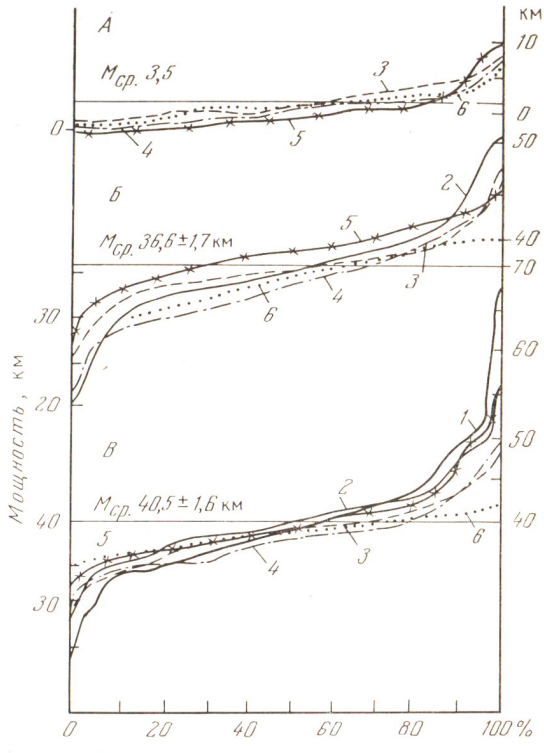


Рис. 62. Гипсографические кривые изменения мощности осадочной толщи (*А*), консолидированной толщи (*Б*) и земной коры в целом (*В*) для платформенных структур

1 — территория СССР в целом; *2* — Европейская платформа; *3* — Сибирская платформа; *4* — Западно-Сибирская плита; *5* — Туранская плита; *6* — Скифская плита

Как показывают гипсографические кривые, для всей территории СССР изменения общей мощности коры, а также мощностей осадочного чехла, консолидированной коры и альтитуд твердой Земли подчинены близким законам (рис. 62). То же характерно и для платформенных структур. Таким образом, мощность коры платформ следует признать нормальной для континентальных структур. Сходство средних мощностей коры на платформах, видимо, связано с тем, что эти структуры возникают и существуют в условиях некоторой однотипности термодинамической обстановки в глубинных недрах и устойчивости тектонического режима.

Отклонения мощностей коры от их средних значений свойственны примерно 30% площади платформ, где развиты структуры со специфическим типом развития. Так, например, аномально высокие значения мощности коры (свыше 50 км) отмечаются в глубоко прогнутой Мургабской впадине и Криворожском синклинории с нередуцированным базальтовым «корнем». Аномально малыми мощностями коры (около 30 км) отличаются выступы архейского фундамента

на Европейской платформе, структуры среднепротерозойских синклинориев на Кольском полуострове и др.

Общие особенности развития коры платформенных структур характеризует рис. 63. Гипсографическая кривая, показанная на этом рисунке, однозначно свидетельствует о том, что возрастанию мощности осадочного чехла для Туранской плиты соответствует увеличение общей мощности коры, тогда как для Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты характерны обратные отношения консолидированной коры и осадочного чехла. По-видимому, более сложные отношения свойственны Сибирской платформе и Скифской плите.

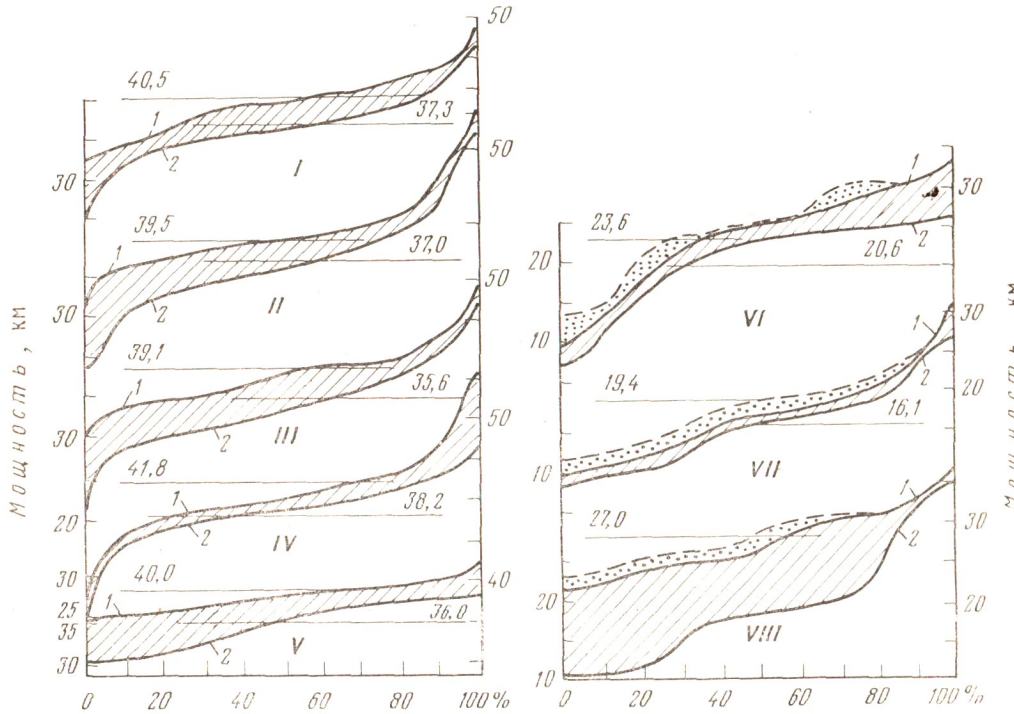


Рис. 63. Гипсографические кривые изменения мощности земной коры. Составил Н. А. Беляевский

1 — земная кора в целом; *2* — консолидированная кора; штриховка — осадочный чехол; точки — водная толща.

I — Сибирская платформа; *II* — Европейская платформа; *III* — Западно-Сибирская плита; *IV* — Туранская плита; *V* — Скифская плита; *VI*— Охотоморская депрессия; *VII* — Япономорская депрессия; *VIII* — Черноморская депрессия. На графиках отмечены уровни средних значений (в км): справа — общей мощности земной коры, слева — мощности консолидированной толщи коры

Несмотря на разные отношения мощностей осадочного чехла и консолидированной коры, средняя мощность коры на платформах близка к 40 км. Эта величина показывает, что гидростатическое (геостатическое) давление в основании коры 10—11 кбар и вероятные температуры 400—500° С. Повышение температуры на 100—150° С в основании коры может привести к эклогитизации пород базальтового слоя. Такое возрастание температур в широком региональном плане могло существовать как в завершающие эпохи формирования складчатой структуры фундамента, так и позднее — в периоды активизации тектонического режима платформ. Таким образом, уровень мощностей коры на платформах 40 км, по-видимому, близко соответствует «эклогитовому порогу».

О чертах сходства в развитии древних и молодых платформ свидетельствует характер распределения мощностей осадочного чехла, близкий к распределению по гауссовскому закону. Исключение представляет Европейская платформа, для которой кривая распределения мощностей мало напоминает гауссовскую. Однако, если исключить из подсчета Балтийский щит и Прикаспийскую синеклизу, то для оставшейся части платформы (Русской плиты) мы

получаем такую же гауссовскую кривую, как и для других плит. Статистическое изучение мощности осадочного чехла показывает близкое соответствие модальных (3,8—5,1 км) и среднестатистических (3,5—4,0 км) значений для разновозрастных плит, что свидетельствует о стабильности развития этого типа структур.

В зависимости от мощности коры среди крупных тектонических элементов можно выделить три класса: 1) континентальные структуры, 2) структуры областей сочленения Евразии с Тихим и Северным Ледовитым океанами, 3) структуры океанов.

Класс континентальных структур характеризуется значительной мощностью коры — от 30 до 56—58 км. Еще большие мощности установлены только для структур Памира и Тянь-Шаня (до 65—70 км), а за пределами СССР — в Гиндукуше (68—70 км), Андах (70 км), Тибете (до 73—75 км?). Отмеченные в Закарпатье в зоне Вранча колебания мощностей (возможно, около 70 км) известны как для докембрийских, так и для фанерозойских складчатых и платформенных структур. Однако условия распределения мощностей коры в этих структурах не одинаковы.

Для древних и молодых платформ мощности коры более стабильны и, как отмечалось, близки к 40 км. Характерен покров осадочного чехла, составляющий до 10% общей мощности коры. Но тем не менее до 40% объема осадочного чехла сосредоточено в глубоких седиментационных впадинах, где его мощность возрастает до 10—12 км и иногда достигает 16—20 км. Здесь консолидированная кора нередко оказывается утоненной. Значительные возрастания и уменьшения мощности коры свойственны только отдельным структурам.

Байкальские и палеозойские складчатые структуры обладают в среднем бо́льшими мощностями коры по сравнению с платформами (часто более 42 км) и меньшей устойчивостью их распределения. Осадочный чехол распространен локально, и только в отдельных впадинах достигает большой мощности (до 8 км). Мощность верхнего палеозойского (байкальского) структурного этажа, входящего в состав консолидированной коры, также не превосходит 6—8 км.

Развитые на Востоке страны мезозойские складчатые структуры имеют относительно пониженные мощности коры (в среднем до 35 км). Колебания мощностей сравнительно невелики.

Мощность верхнего структурного этажа в складчатых системах нередко значительна (до 15—20 км). Осадочный чехол развит локально и в редких межгорных впадинах достигает большой мощности.

Для структур альпийского пояса типичны значительные колебания мощности коры (16—70 км) и ее консолидированной части, а равно мощности верхнего структурного этажа в складчатых системах (до 10—16 км). Осадочный чехол в крупных седиментационных депрессиях достигает предельно больших мощностей (до 26 км).

Для второго класса структур мощность коры неустойчива. Лишь в пределах островных дуг она достигает 35—40 км, а на широких пространствах окраинных морей не превосходит 20—25 км. В глубоководных впадинах мощность коры сокращается до столь же малых значений, как и в океанах. Осадочный чехол широко распространен. В дальневосточных морях его мощность не превосходит 5—6 км, а в северных морях, возможно, превышает 8 км.

Для третьего класса структур типичны малые мощности коры — 10—12 км (включая водную толщу и тонкий осадочный чехол). Лишь в обособленных структурах мощность коры возрастает до 20—25 км (поднятие Шахтского, хребет Ломоносова и др.).

ГЛАВА X

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ И СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

С помощью геофизических и геологических методов верхняя мантия на территории СССР целенаправленно стала изучаться только в последнее десятилетие. Именно в этот период получен основной фактический материал, относящийся преимущественно к первым 100—150 км ее разреза. Более глубокие части верхней мантии известны лишь на основании единичных профильных и других сейсмологических наблюдений, проведенных в южных и восточных районах страны.

Вопросы изучения верхней мантии рассмотрены во многих работах, тогда как сводные исследования пока отсутствуют. В этой главе представлен первый опыт обобщения полученных результатов. Изложенные данные не претендуют на исчерпывающую полноту и призваны систематизировать в региональном плане имеющийся материал о физических свойствах, составе и строении верхней мантии.

Комплекс геофизической информации о верхней мантии в основном опирается на материалы общих сейсмологических исследований. В последние годы они существенно дополнились результатами применения ГСЗ и детальных профильных сейсмологических работ, которые открыли возможность изучения тонкой структуры подкоровых слоев до глубин порядка 100—120 км. Существенно важными для геофизической характеристики верхней мантии являются результаты изучения аномалий потенциальных геофизических полей (магнитного и силы тяжести), а также магнитно-теллурических и магнитно-вариационных зондирований.

Общие сведения о строении и составе верхней мантии ранее были охарактеризованы автором. Было показано также ее слоисто-блоковое строение до глубин 100—120 км и, возможно, несколько более (Беляевский, 1970).

Имеющиеся данные свидетельствуют о сейсмических, плотностных и других латеральных неоднородностях физических свойств мантийной среды.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВЕРХНОСТИ М

Для структур территории СССР, как и для многих других континентальных структур, вдоль поверхности М преобладают граничные скорости 8,0—8,2 км/сек при общем их изменении от 7,8 до 8,7 км/сек (Беляевский, Рябой, 1969). На западной окраине Тихого океана отмечаются и более значительные граничные скорости (до 9,0 км/сек). Однако эти данные требуют дополнительной проверки.

Глубины до поверхности М и, соответственно, температура и давление коры на эту поверхность не оказывают заметного влияния на распределение

граничных скоростей. Равные их значения встречаются как на малых глубинах под Тихим океаном, так и на больших глубинах под горно-складчатыми сооружениями Памира и Тянь-Шаня (см. рис. 47). Это свидетельствует о том, что поверхность М повсеместно сложена высокоскоростными породами, слабо реагирующими на изменения термодинамических условий. Такими высокоскоростными породами, как известно, являются гипербазиты и эклогиты. Ими, вероятно, сложена верхняя часть верхней мантии непосредственно ниже коры.

Значительные колебания граничных скоростей вдоль поверхности М на одних и тех же глубинах под континентальными и под океаническими структурами (до 0,9 км/сек) показывают, что указанные породы существенно различны по минеральному составу.

Результаты статистических подсчетов длин участков поверхности М вдоль профилей ГСЗ, характеризующихся равными значениями граничных скоростей, представлены в виде вариационных графиков (рис. 64). Они свидетельствуют об относительно большей сейсмической однородности поверхности М под континентальными структурами. Здесь отклонения от модальных значений составляют не более 7—8%. Для структур области сочленения Азиатского материка и Тихого океана отклонения возрастают примерно вдвое. Еще более значительны скоростные неоднородности вдоль поверхности М под западными окраинами Тихого океана. Если проводить корреляцию между граничными скоростями вдоль поверхности М и вещественным составом верхней части верхней мантии, то напрашивается вывод о возрастании неоднородности ее вещественного состава в области перехода от континента к океану и в самом Тихом океане.

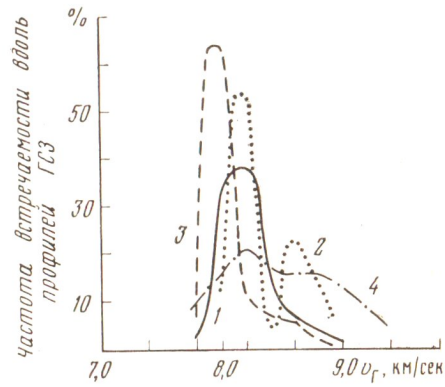


Рис. 64. Вариационные кривые граничных сейсмических скоростей вдоль поверхности Мохоровичича:

1 — структуры суши (протяженность профилей, учтенных при составлении графика 12 000 км); *2* — структуры внутренних и окраинных морей (5100 км); *3* — Курильская островная дуга и прилегающий склон Курильского глубоководного желоба (450 км); *4* — структура дна Тихого океана (1300 км)

Рассмотрение вариационных кривых свидетельствует о различии модальных значений $v_г$ под континентальными и под океаническими структурами. Для первых они заключены в узкие пределы 8,0—8,2 км/сек, тогда как для вторых гораздо менее определенны и охватывают более широкий интервал значений от 8,1 до 8,3 км/сек. Модальные значения граничных скоростей характеризуют поверхность М для основной части структур.

Отклонения граничных скоростей вдоль поверхности М от модальных значений для континентальных структур проявляются как локально, так и в региональном плане. Локальные отклонения встречаются спорадически и, повидимому, из-за недостаточной изученности глубинных недр пока не могут быть связаны с какими-либо определенными структурами коры. Региональные отклонения либо характеризуют отдельные крупные геологические структуры, либо являются типичными для широких площадей и соответственно для нескольких крупных структур.

Как показывает рис. 65, граничные скорости вдоль поверхности М выше модальных отмечены под некоторыми раннепротерозойскими структурами Украинского массива. Они характерны также для Амударьинской и Устюртской синеклиз в пределах Туранской плиты. В основании этих синеклиз предполагаются блоки древних докембрийских структур. Высокие значения граничных скоростей вдоль поверхности М установлены под мегантиклинорием Большого Кавказа и под отдельными структурами фундамента Скифской плиты. Участки с повышенными значениями граничных скоростей вдоль поверхности М выделяются под глубоководной частью Черноморской впадины и, возможно, под

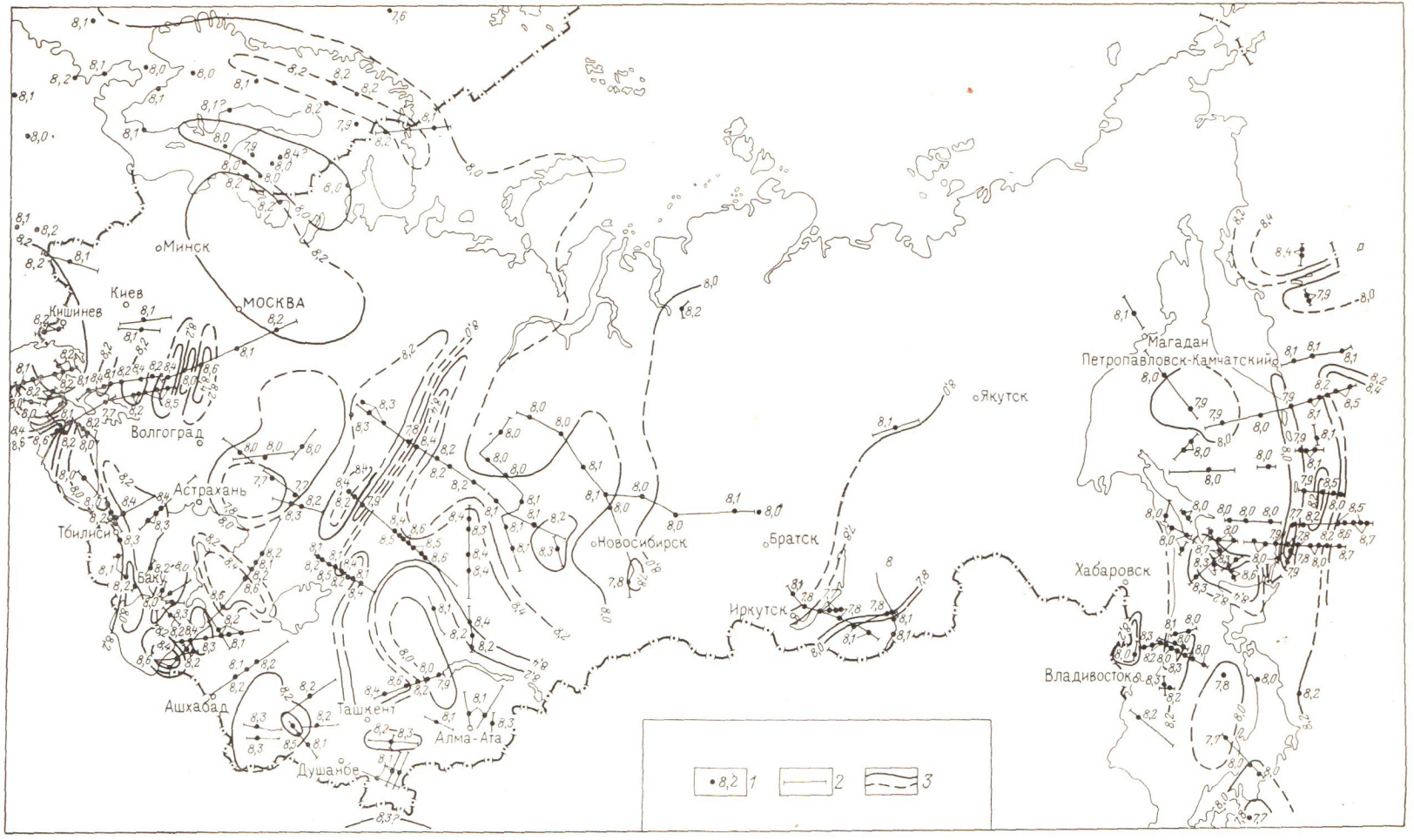


Рис. 65. Карта скоростей распространения продольных волн вдоль поверхности Мохоровичича. Составили Н. А. Беляевский и Н. С. Вольвовский

1 — граничные скорости, км/сек; *2* — протяженность отрезков профилей ГСЗ по поверхности Мохоровичича; *3* — изолинии граничной скорости (пунктир — предполагаемые)

Южно-Каспийской впадиной. В более широком региональном плане высокие значения граничных скоростей характерны для каледонид Северного Казахстана и эвгеосинклинальной зоны герцинид Урала восточнее его зеленокаменной полосы. Первые результаты глубинных сейсмических исследований во внутренних районах Сибирской платформы свидетельствуют о вероятности выделения здесь значительных по площади участков, отличающихся высокими значениями граничных скоростей (8,3 км/сек и более).

Пониженные значения граничных скоростей вдоль поверхности М (8,1 км/сек и менее) обычно связаны с конкретными геологическими структурами. Они частично характеризуют поверхность М под Прикаспийской синеклизой, установлены под Днепровско-Донецким авлакогеном и под зеленокаменной полосой Урала. Предельно низкие граничные скорости типичны для поверхности М под Байкальской рифтовой зоной.

Каждая из названных структур характеризуется отчетливо выраженными особенностями геологического развития, что, вероятно, нашло отражение в скоростной характеристике верхней части мантии. Это положение особенно четко проявляется для ряда структур области сочленения Азиатского материка и Тихого океана, где пониженные граничные скорости вдоль поверхности М встречаются более часто, чем под континентальными структурами. В этой области пониженные значения граничных скоростей установлены в пределах Центрально-Охотского поднятия, поднятия Ямато и особенно Курило-Камчатской островной дуги, для которой, как и для Байкальской рифтовой зоны, значения граничных скоростей являются минимальными (7,6—7,8 км/сек). Следует подчеркнуть, что под структурами тихоокеанского склона Курило-Камчатской островной дуги и под глубоководными желобами граничные скорости на поверхности М имеют нормальные или даже несколько повышенные значения. То же характерно и для структур глубоководных впадин окраинных морей.

Важной сейсмической характеристикой поверхности М является отношение пластовых скоростей в базальтовом слое к скорости вдоль поверхности М, определяющее ее сейсмическую резкость. Выполненные И. С. Вольвовским подсчеты свидетельствуют, что этот показатель изменяется от 0,80 до 0,97 в разных районах страны. Наименьшей сейсмической резкостью поверхность М отличается под архейскими и раннепротерозойскими структурами — Украинским массивом (0,97), Балтийским щитом (0,94) и Сибирской платформой (0,93—0,94). Под Ферганской впадиной поверхность М также обладает невысокой сейсмической резкостью.

Высокая сейсмическая резкость поверхности М (0,82 и менее) типична для Закарпатской, Черноморской, Рионской, Куринской и Южно-Каспийской впадин, а также для некоторых структур фундамента Скифской и Туранской плит. Для большинства других тектонических структур территории СССР сейсмическая резкость обычно изменяется от 0,82 до 0,88. В частности, это свойственно и зеленокаменной полосе Урала. Весьма высокую сейсмическую резкость имеет поверхность М под Тихим океаном и несколько меньшую — под акваториями дальневосточных окраинных морей.

Приведенные данные свидетельствуют о различной сейсмической характеристике поверхности М в разных структурных обстановках, проявляющейся наиболее резко раздельно для блоков континентальных и океанических структур.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НЕПОСРЕДСТВЕННО ПОД ПОВЕРХНОСТЬЮ М

Сейсмические особенности верхней части верхней мантии непосредственно ниже поверхности М детально стала изучаться лишь в последние годы. Поэтому сейсмические данные о строении верхов мантии пока немногочисленны.

Под Донецким кряжем и соседними участками Украинского и Воронежского массивов при работах по методу ГСЗ установлено, что вместо какой-либо определенной поверхности М могут быть выделены только разнонаклоненные отражающие площадки в слое мощностью 2—4 км (Павленкова, 1969). Аналогичные данные были получены и для других структурных зон Украинского массива, а равно и для структур Среднего Урала и Центрального Казахстана. В связи с этим в последние годы возник вопрос о целесообразности выделения, если не везде, то во всяком случае во многих районах, переходного слоя между корой и верхней мантией.

В результате детальных сейсмических исследований Н. И. Давыдовой и др. («Сейсмические свойства границы Мохоровичича», 1972) установлены различия характеристик поверхности М в разных структурных обстановках. В настоящее время еще трудно оценить, какое геологическое значение имеют

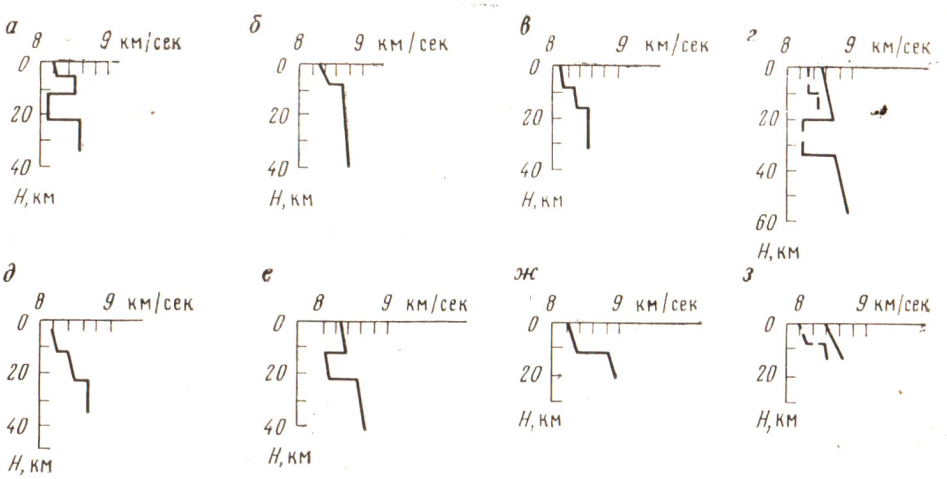


Рис. 66. Графики изменения скорости в верхней части верхней мантии, по В. З. Рябому и Н. Н. Матвеевой

а — Балтийский щит; *б* — Скифская плита; Туранская плита: *в* — Карабогазский свод; *г* — Каракумский свод; *д* — западное окончание Тянь-Шаньской складчатой системы (между р. Амударьей и Ташкентом); *е* — герциниды западной части Казахской складчатой области; *ж* — Черноморская впадина; *з* — структуры дна Тихого океана

выявленные признаки, так как они пока получены лишь по материалам изучения единичных профилей. Под Западным Тянь-Шанем (между кишлаком Фараб и аулом Тамдыбулак) поверхность М представляется в виде переходного слоя мощностью 1—3 км. В нем скорости плавно возрастают с глубиной. В Куринской и Рионской впадинах поверхность М для частот меньше 5 гц ведет себя как граница первого рода, а для частот свыше 10 гц — как переходный слой мощностью порядка 0,75—1,5 км. В области сочленения Азиатского материка и Тихого океана (Центрально-Охотское поднятие, Южно-Охотская и Япономорская впадины) зона перехода от коры к верхней мантии также является градиентной тонкослоистой средой, но обладает гораздо большей мощностью (4—6 км).

С целью изучения точной структуры несколько более глубоких горизонтов верхней мантии (до 50—70 км) В. З. Рябым и Н. Н. Матвеевой изучены рефрагированные в подкоровом субстрате продольные волны, которые путем соответствующего пересчета отнесены к выровненной подошве коры. С помощью составленных по этим данным годографов ими рассчитаны скоростные модели верхней части верхней мантии для ряда крупных геологических структур. Для группы континентальных структур названными исследователями выделены скоростные разрезы со слоем пониженных скоростей и без него (рис. 66) В. З. Рябой и Н. Н. Матвеева отмечают, что под Туранской плитой слои с пониженными скоростями, вероятно, имеют локальное распространение. Так, например, волновод, выделяемый в верхней мантии под Каракумским

сводом (см. рис. 66, *г*), не фиксируется ни под структурами западного окончания Тянь-Шаньской складчатой системы (см. рис. 66, *д*), ни под Карабогазским сводом (см. рис. 66, *в*). Тепловые потоки в этих районах близки. Также почти не отличаются и глубины до поверхности М. Следовательно, температуры и давления в верхней мантии здесь более или менее одинаковы и волновод под Каракумским сводом скорее всего должен быть связан с особенностями вещественного состава мантийных пород. То же, вероятно, характеризует и геологические условия возникновения волноводов в верхней части верхней мантии на Балтийском щите и под герцинидами Центрального Казахстана.

Важной особенностью разрезов верхней части мантии под морскими и океаническими структурами является более быстрое нарастание скоростей в интервале первых 10—12 км ниже поверхности М. Под глубоководной частью Черноморской впадины (см. рис. 66, *ж*), а также под Тихим океаном (см. рис. 66, *з*) градиенты нарастания скоростей более значительны. Волноводы здесь не регистрируются. На сравнительно небольших глубинах от поверхности Земли (20—30 км) отмечаются весьма большие скорости (до 8,8—9,0 км/сек).

Для верхней мантии под континентальными структурами такие скорости установлены лишь на глубинах около 100 км (Рябой, 1966). Ранее Б. Гутенбергом эти скорости предполагались на глубинах порядка 400 км. Возможность появления столь высоких скоростей в верхней части мантии В. А. Магницкий и В. Н. Жарков (1970) связывают с условиями состояния вещества верхней мантии непосредственно над горизонтами расплавленного вещества верхней мантии.

Эти данные, как и многие другие результаты геофизических исследований, свидетельствуют о различиях верхней мантии под континентальными, морскими и океаническими структурами. В целом изменение скоростей от коры к верхней мантии может быть как ступенчатым (скачкообразным), что предполагалось ранее, так и более постепенным, более плавным («Сейсмические свойства границы Мохоровичича», 1972). Не исключены и другие более сложные сейсмические переходы от коры к верхней мантии.

При наблюдениях со станциями «Земля» и профильных исследованиях с сейсмологической аппаратурой в основании коры обычно выделяется не одна резкая граница обмена, а две или три столь же резкие границы, разделенные слоями мощностью от 3—5 до 6—8 км. Эти границы, возможно, соответствуют границам в самой верхней части верхней мантии, выделяемым по данным ГСЗ. В более глубоких частях верхней мантии четкость границ обмена волн от землетрясений существеннно ослабевает. По-видимому, среда здесь становится более однородной. Таким образом, для самой верхней части верхней мантии следует предполагать гораздо большую дифференциацию вещества по сейсмическим и, вероятно, петрографическим признакам по сравнению с подстилающими и перекрывающими ее слоями.

СКОРОСТНОЙ РАЗРЕЗ

По данным сейсмических волн от землетрясений полный разрез верхней мантии до глубины 1300 км изучен вдоль профиля между Памиром и Байкалом (Алексеев и др., 1971). Этот разрез показал, что наиболее неоднородное распределение скоростей характерно для первых от поверхности М 200—220 км разреза верхней мантии (рис. 67). Именно здесь в интервале глубин от 150 до 170 км как для продольных, так и для поперечных волн под Памиром и Тянь-Шанем выделяется слой пониженных скоростей (астеносфера). Под Казахстаном и под горными сооружениями юга Сибири этот слой не наблюдался, тогда как под Иркутским амфитеатром и под Байкальской рифтовой зоной он вновь появляется на тех же глубинах. Эти данные находятся в хорошем соответствии с ранее сделанными по гравиметрическим материалам выводами о разуплотненном состоянии вещества верхней мантии под высокогорными сооружениями Средней Азии (Борисов, 1967) и под Байкальской рифтовой зоной (Флоренсов, 1968).

Более глубокая часть верхней мантии характеризуется спокойным нарастанием скоростей продольных волн от 8,1 км/сек на глубинах около 200 км и до 8,6 км/сек на глубинах порядка 350 км. Для поперечных волн в этом интер-

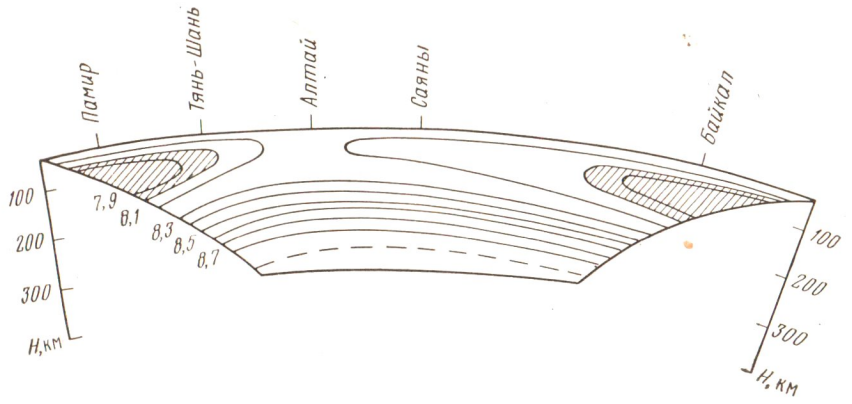


Рис. 67. Скоростной разрез верхней мантии между Памиром и Байкалом (Алексеев и др., 1971)

Значения сейсмических скоростей в км/сек

вале глубин возможен второй слой пониженных скоростей (минимальные значения 4,3—4,4 км/сек). Ниже 350 км скорости продольных и поперечных волн равномерно возрастают, достигая на глубине 700 км значений соответственно 10,4 и 5,4 км/сек. В интервале глубин 700—780 км отмечается более резкое возрастание скоростей продольных волн до 11,4 км/сек, а поперечных волн — до 6,5 км/сек. Далее до глубины 1300 км скорости продольных волн увеличиваются до 12 км/сек, тогда как скорости поперечных волн не испытывают существенных изменений. Для охарактеризованного разреза верхней мантии скорости определялись с точностью: для верхней части $\pm(0{,}1—0{,}15)$ км/сек и для нижней части $\pm$ (0,15—0,25) км/сек.

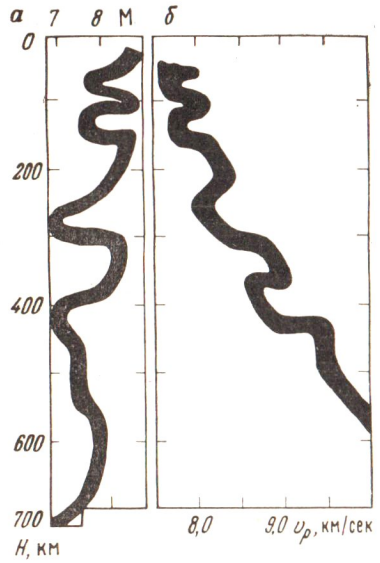


Рис. 68. Многоастеносферная модель верхней мантии зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану (Тараканов, Левый, 1965)

а — изменение предельной магнитуды (М); *б* — изменение скоростей продольных волн

В других регионах скоростные разрезы верхней мантии по материалам сейсмических волн от землетрясений свидетельствуют о выпадении слоя пониженных скоростей под Кавказом и под континентальной частью Дальнего Востока и о наличии этого слоя под Курило-Камчатской островной дугой. Р. З. Тараканов, И. В. Левый (1967) и др. для Курило-Камчатского региона островной дуги разработали сложную модель верхней мантии, включающую четыре астеносферных слоя на глубинах 60—80, 110—150, 230—300 и 400—470 км (рис. 68). В зоне сочленения Курило-Камчатской островной дуги и Тихого океана выявлены горизонтальные скоростные неоднородности в верхней мантии, характеризующие сейсмические различия верхней мантии под островной дугой, окраиной Тихого океана и разделяющей их зоной максимальной концентрации очагов землетрясений (фокальной зоной).

Детальные сейсмологические исследования позволили И. П. Кузину (1973) установить, что скорости в верхней мантии под Восточной Камчаткой (континентальный блок) в целом несколько понижены и в общем мало изме-

няются с глубиной, тогда как в блоке тихоокеанских структур они до глубины 60 км наоборот повышены (v_p 8,2 и v_s 4,8 км/сек). Фокальная зона, разделяющая континентальный и океанический блоки верхней мантии, имеет мощность от 30 до 40 км при минимальной мощности около 20 км. Скорости в фокальной зоне распределяются мозаично. При этом на глубине около 100 км появляется четкая граница, отделяющая фокальную зону от верхней мантии континентального блока. Эта граница подчеркнута более высокими уровнями значений v_p и v_s в верхней мантии фокальной зоны.

В целом фокальная зона не является областью пониженных и повышенных скоростей, как это предполагалось ранее другими исследователями (Дж. Оливер, Б. Айзекс, Т. Утсу и др.). На глубине до 60 км скорости в фокальной зоне являются промежуточными между скоростями в верхней мантии континентального и океанического блоков. Только на глубинах 60—120 км в связи с понижением скорости в верхней мантии океанического блока фокальная зона начинает выступать как область повышенных скоростей, разделяющая относительно низкоскоростные блоки верхней мантии континента и океана.

Что касается соседних с СССР регионов, то слои пониженных скоростей по материалам сейсмологических исследований намечаются под Японскими островами на глубинах 80—100 км, под Финляндией и соседними районами Балтийского щита на глубинах порядка 150 км и под хребтом Гиндукуш на глубинах 120—150 км.

Для выделения астеносферных слоев в верхней мантии, кроме изучения особенностей распространения сейсмических волн, использованы также отношения между магнитудой и балльностью землетрясений. С учетом этого отношения предполагается наличие астеносферного слоя под Восточными Карпатами во Вранча (Румыния) на глубине 80—100 км и под Большим Кавказом на глубине 70—80 км. Эти последние данные расходятся с отмеченными ранее результатами сейсмологических исследований, не подтвердившими возможности выделения под Кавказом астеносферы до глубин свыше 100 км. Не исключено, что под Большим Кавказом понижение скоростей на этих глубинах очень невелико и поэтому при построении скоростного разреза не могло быть учтено.

Имеющиеся для СССР данные о глубинах до астеносферного слоя вынесены на карту (рис. 69), на которой также показаны глубины до высокопроводящего слоя по результатам магнито-теллурических и магнито-вариационных зондирований. При составлении этой карты имелось в виду, что условия возникновения высокопроводящих слоев в верхней мантии, вероятно, так же как и в астеносфере, выделяемой по сейсмическим данным, связаны с частичным или полным расплавлением мантийного вещества. Обращает на себя внимание, что глубины, на которых фиксируются слои пониженных скоростей в верхней мантии, совпадают с глубинами до высокопроводящего слоя. И те, и другие под континентальными структурами обычно располагаются в интервале отметок 120—150 км ниже земной поверхности. Это дает основание полагать, что фиксируемый по результатам магнито-теллурического зондирования высокопроводящий слой, вероятно, соответствует астеносфере.

Данные о тонкой структуре верхней части верхней мантии получены с помощью ГСЗ и профильных глубинных сейсмологических исследований. Так, с помощью ГСЗ доказана расслоенность верхней мантии на Скифской плите до глубин 100 км и на Туранской плите до глубин 120 км.

Выполненные В. З. Рябым детальные работы по методу ГСЗ в районе Каракумского свода на Туранской плите показали, что поверхность М располагается явно несогласно по отношению к сейсмическим границам в верхней мантии. Возможно, это свидетельствует о большей древности структур верхней мантии по отношению к структурам коры. Здесь на глубинах около 100 км зарегистрированы граничные скорости 8,6—9,0 км/сек. Б. Гутенберг и другие исследователи ранее предполагали возможность наличия таких скоростей в верхней мантии лишь на глубинах порядка 400 км.

Изучение верхней мантии с помощью обменных волн (работы со станциями «Земля» и профильные исследования с помощью передвижной сейсмологической аппаратуры) также подтверждают сравнительно тонкую расслоенность верхней мантии до значительных глубин. В районах Армении, Копетдага, Западного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана, Мугоджар, Туранской плиты, на юго-востоке Европейской платформы и на Сибирской платформе расслоенность верхней мантии доказана до глубин не менее 80—100 км. При профильных исследованиях с помощью передвижной сейсмологической аппаратуры в южной части Балтийского щита (Карельский перешеек) и по трассе Амур—Алдан Н. К. Булиным и др. (1972) показана расслоенность верхней мантии до глубин порядка 150 км и более.

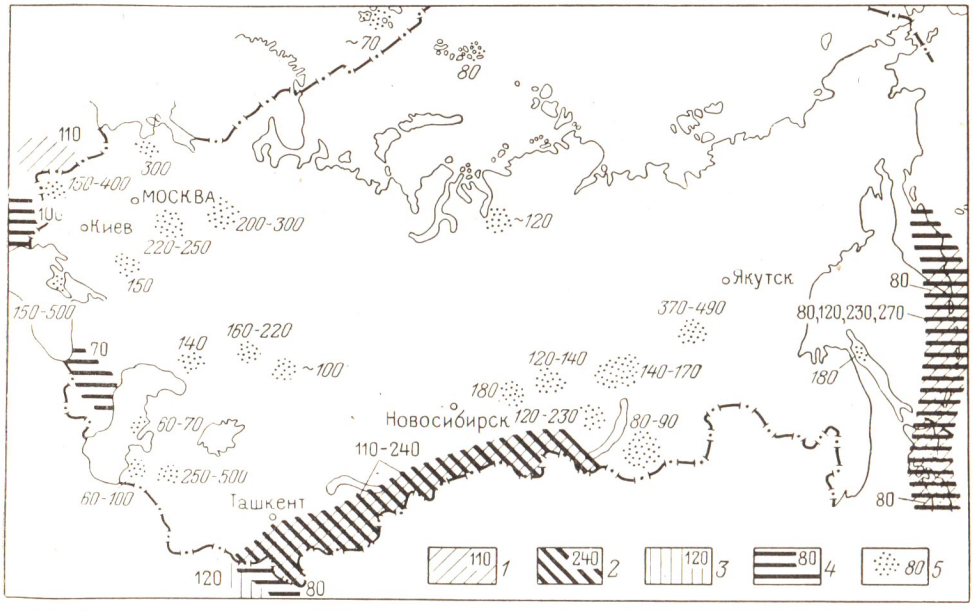


Рис. 69. Схематическая карта астеносферного слоя. Составил Н. А. Беляевский по данным: И. А. Вессанена, Н. В. Левого, А. А. Лукка, И. Л. Нерсесова, Н. В. Шебалина и др.

Глубины (км) по материалам: *1*—профильных сейсмологических наблюдений для продольных и поперечных волн, *2* — профильных сейсмологических наблюдений для поперечных волн, *3* — изменения удельной сейсмической энергии, *4* — по соотношению между магнитудой и балльностью землетрясений, *5* — глубина до поверхности высокопроводящего слоя

Данные ГСЗ и результаты изучения обменных волн свидетельствуют о сейсмической расслоенности верхней мантии, вполне аналогичной расслоенности консолидированной толщи коры. Мощности выделяемых в верхней мантии сейсмических слоев изменяются от 2—3 до 15—20 км.

Причины расслоенности верхней мантии остаются не выясненными. По-видимому, в верхней мантии, как и в коре, сейсмические слои и границы во многом связаны с изменениями вещественного состава глубинных недр (Беляевский, Вольвовский, Рябой, 1971), причем возникновение астеносферных слоев, как отмечалось, скорее всего обусловлено частичным и полным переходом вещества верхней мантии из кристаллического в жидкое или аморфизированное состояние (Магницкий, 1968) на глубинах свыше 100—150 км.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ПРОЗРАЧНОСТЬ (МУТНОСТЬ)

Проницаемость литосферы для сейсмических волн, по И. Н. Галкину, А. В. Николаеву (1968), характеризует ее сейсмическую мутность и может быть выражена соответствующим коэффициентом. Под коэффициентом мутности понимается величина рассеивания сейсмических волн на единичном отрезке пути. Его размерность — длина$^{-1}$.

Значения коэффициента мутности по данным названных исследователей показаны на рис. 70. Они свидетельствуют о том, что для западных окраин Тихого океана, Курильской островной дуги и Черного моря этот коэффициент для верхней мантии на несколько порядков меньше, чем для коры.

В этих районах верхняя мантия в сейсмическом отношении является гораздо более однородной средой. В верхней мантии под Северным Тянь-Шанем в интервале глубин от 80 до 200 км установлен ряд разобщенных сейсмических объектов с неодинаковым коэффициентом мутности.

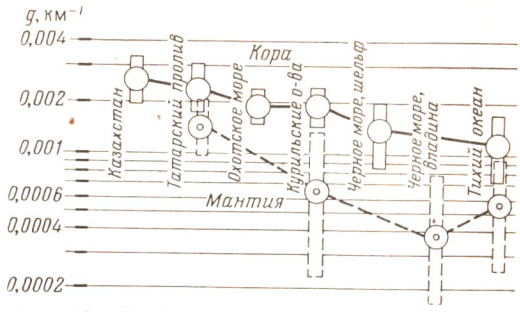


Рис. 70. Коэффициенты мутности (g) коры и верхней мантии в различных районах континента, океана и переходных зон (Николаев и др., 1973)

ГЕОСТАТИЧЕСКОЕ ДАВЛЕНИЕ

Для изучения термодинамических условий в верхней мантии представляют интерес данные о геостатических давлениях на поверхность М и в более глубоких слоях верхней мантии.

Для определения величины давления коры на поверхность М выполнены расчеты вдоль глубинных сейсмических разрезов с шагом через 50 км. Для территорий, не освещенных профильными глубинными исследованиями, давления определялись путем экстраполяции по карте рельефа поверхности М и имеющихся представлений о строении земной коры. Использованные при расчетах данные о средних плотностях коры приведены в табл. 1. Результаты выполненной работы представлены в виде линий равных далений — изобар (рис. 71). Полученные результаты имеют ориентировочное значение. Возможные ошибки могут достигать 0,5 кбар при мощностях коры 40 км и более и порядка 0,1—0,2 кбар для маломощной коры океанического типа.

Расчеты показали, что геостатические давления на поверхность М для большей части территории СССР, занятой платформами, изменяются в относительно узких пределах — от 12 до 14 кбар. На Урале, в Саянах и других горно-складчатых сооружениях, где либо мощность коры оказывается большей, чем средняя для платформ, либо кора сложена преимущественно плотными породами базальтового слоя (например, на Урале), геостатические давления на поверхность верхней мантии превышают 14 кбар.

Максимальные давления (до 18—19 кбар) относятся к районам предельно больших мощностей коры Памира, Тянь-Шаня, Большого Кавказа. Минимальные значения давлений отмечаются для областей с малыми мощностями коры в районах Тихого океана, глубоководных впадин Японского, Охотского и Черного морей, где давления на поверхность М, по-видимому, не превосходят 2,5—3,0 кбар.

Малые давления и температуры (см. далее) на поверхности М под океанами, как отмечалось, свидетельствуют о возможности проявления в верхней части мантии метаморфизма только в условиях самых низких фаций, тогда как очень высокие давления на эту поверхность и гораздо более высокие температуры под Памиром и Тянь-Шанем указывают на термодинамические условия, свойственные гранулитовой и эклогитовой фациям метаморфизма. Судя по вероятным давлениям, основание коры платформ также характеризуется давлениями, отвечающими гранулитовой фации метаморфизма, тогда как современные температуры здесь намного ниже.

Что касается уровня 100 км, то давления здесь, вероятно, несколько превышают 30 кбар, а на глубинах 150 км они достигают 50 кбар.

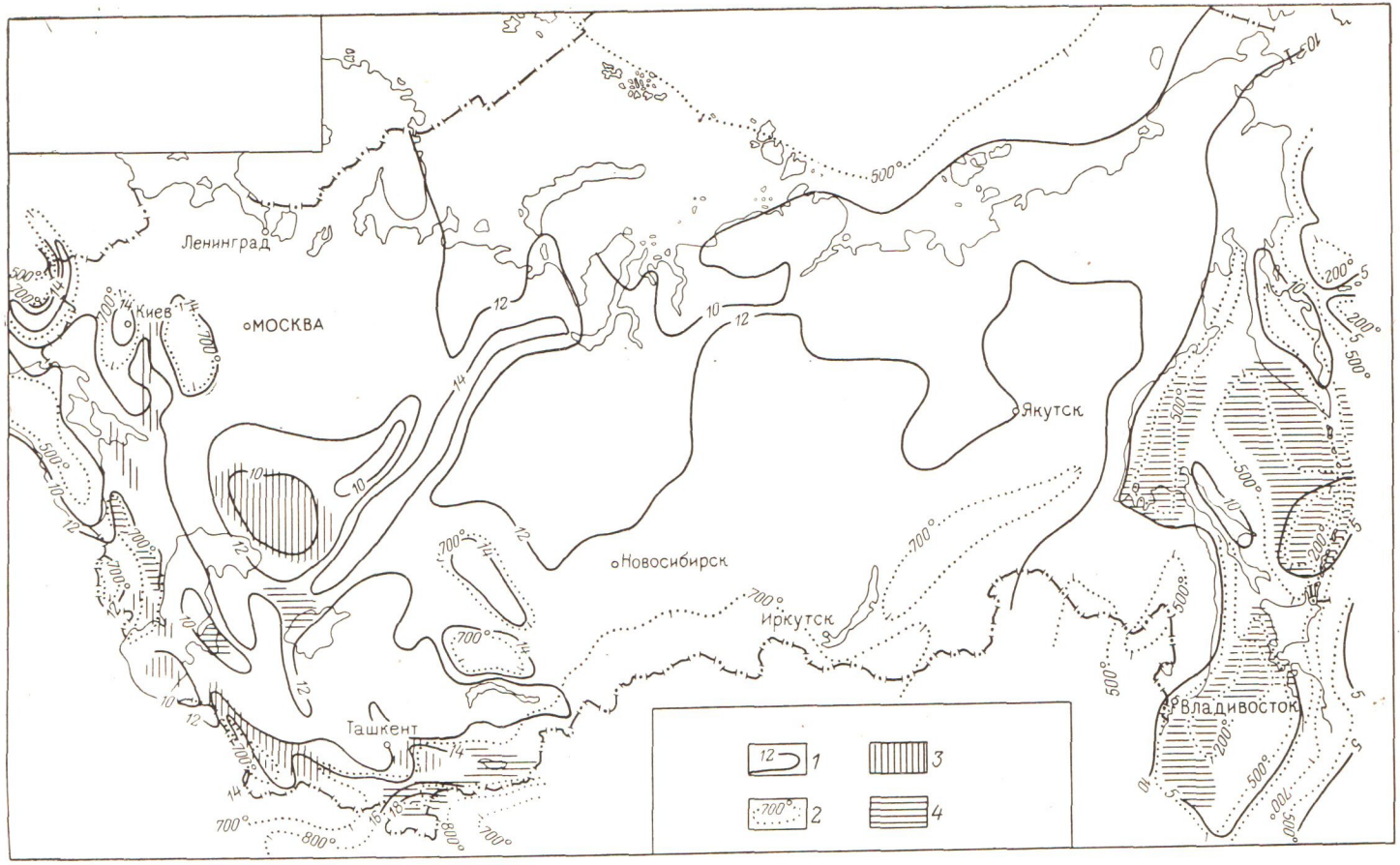


Рис. 71. Карта геостатических давлений и температур на поверхности Мохоровичича. Составил Н. А. Беляевский

1 — изолинии геостатических давлений, кбары; *2* — изолинии температур, °С; *3* — зоны на глубине 65 км относительно пониженного геостатического давления; *4* — то же, относительно повышенного геостатического давления

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ

Данные об электропроводности образцов ультраосновных пород перидотитового состава в условиях температуры 700° С и давления до 20 кбар позволили предполагать, что верхняя мантия может характеризоваться удельным сопротивлением в 500—800 Ом·м. При возрастании температуры до 1200° С удельное сопротивление падает до 80 Ом·м и менее (Пархоменко, Бондаренко, 1972). Этот температурный уровень соответствует началу перехода ультраосновных пород в жидкую фазу. Указанные и другие результаты лабораторных экспериментов позволяют с определенной долей вероятности интерпретировать получаемые при магнито-теллурическом зондировании данные о наличии высокопроводящего слоя в верхней мантии как слоя перидотитового вещества, в котором имеется эмульсия жидкого базальта (Пархоменко, Бондаренко, 1970).

В последние годы получены довольно многочисленные материалы магнито-теллурического зондирования, позволившие определить глубины до высокопроводящего слоя в разных структурно-геологических условиях (см. рис. 69).

По материалам М. Н. Бердичевского и др., Л. Л. Ваньяна, Н. П. Владимирова, Е. П. Харина, Э. И. Пархоменко, А. Т. Бондаренко и других исследователей, высокопроводящий слой в верхней мантии расположен на следующих глубинах: в северной и южной частях Балтийского щита — свыше 350 км, в Балтийской синеклизе — около 400 км, в Московской синеклизе 210—240 км, на Воронежском массиве около 200 км, в Актюбинском Приуралье и Мугоджарах 220—250 км, на Скифской плите свыше 200 км, на юге Туранской плиты 300—350 км, в Иркутском амфитеатре и западных районах Алданского щита 120—210 км.

Меньшие глубины до высокопроводящего слоя отмечены в районах Байкальской рифтовой зоны (80—90 км), в низовьях р. Енисея, на севере Западно-Сибирской плиты (около 120 км), между бухтой Тикси и Якутском и в северной части Сибирской платформы (120 км) и на Сахалине (100—180 км).

На общем фоне значительных глубин до высокопроводящего слоя резко выделяется Южно-Каспийская впадина: в ее восточной части (Кеймир-Чикишлярский район) глубины до высокопроводящего слоя составляют лишь 50—70 км. На аналогичных глубинах этот слой залегает в Забайкалье. На совсем малых глубинах он находится под Байкальской впадиной (35—40 км) и в пределах вулканических районов Центральной Камчатки (40—90 км). По результатам магнитно-вариационных наблюдений Л. Л. Ваньян и др. предполагают повышенную разогретость верхней мантии под Японским морем.

Малые глубины до высокопроводящего слоя, по-видимому, связаны с локальным разогревом вещества верхней мантии в структурах, испытывающих интенсивное неотектоническое развитие. Следует также отметить, что определения глубин до высокопроводящего слоя с помощью магнито-теллурического зондирования во многом имеют еще опытно-экспериментальный характер и в дальнейшем при переинтерпретации полученных материалов в них могут быть внесены существенные уточнения.

ТЕМПЕРАТУРА

Прогнозная оценка температур в зоне поверхности М (см. рис. 71) имеет приближенное значение из-за неполноты данных о региональных особенностях распределения теплового потока, нерешенных вопросов о теплопроводности глубинных недр, об источниках глубинного тепла и др.

При расчетах температур учитывались глубины до поверхности М и общие представления о распределении температур в недрах (Белоусов, 1966). Для корректировки полученных значений использованы расчеты Р. И. Кутаса и В. В. Гордиенко, Е. А. Любимовой и др. распределения температур в глубинных

недрах на древних щитах, а также данные о распределении аномалий теплового потока. Полученные результаты свидетельствуют, что для районов с мощностью коры 35—45 км и нормальными значениями теплового потока температуры близ поверхности М изменяются в пределах 300—400° С. Расчеты температур в глубинных недрах, выполненные Р. И. Кутасом и В. В. Гордиенко (1971) для ряда структур юга СССР, показывают несколько большие значения и их большую дифференциацию на поверхности М по сравнению с приведенными данными (см. рис. 50).

Названные авторы обращают внимание на значительную разогретость верхней мантии в районах Карпат и Закарпатья, где на глубинах порядка 60—80 км могут быть температуры, при которых в верхней мантии может начаться процесс выплавления базальтового расплава из магнитных пород. Данные, подтверждающие высокую разогретость верхней мантии в этом регионе, получены и при магнито-теллурическом зондировании в Паннонской впадине, где на указанных глубинах зафиксирован высокопроводящий слой.

В Байкальской рифтовой зоне, где значения теплового потока в среднем в 3 раза выше, чем в соседних районах Сибирской платформы, разогретость недр у поверхности М, вероятно, достигает 500—600° С. Аналогичные температуры, по-видимому, свойственны подошве коры под горно-складчатыми сооружениями Памира, Тянь-Шаня и некоторых других структур, где мощность коры достигает предельно больших величин (60—70 км). В пределах Тихого океана, где поверхность М приподнята до отметок 10—15 км и тепловой поток имеет нормальные значения, температура в основании коры едва ли превышает 100—200° С. Несколькими сотнями градусов может быть оценена температура на поверхности М под Курило-Камчатской островной дугой, для которой типичны высокие значения теплового потока, а магматические камеры действующих вулканов, по сейсмическим данным, располагаются на относительно небольших глубинах (20—60 км).

При оценке геотермического градиента в верхней части верхней мантии, расположенной выше астеносферного слоя, учтена ее мощность, определенная по сейсмическим данным, и разница температур у поверхности М и в астеносферном слое. Для последнего температура принимается равной 1200—1400° С (Магницкий, 1968). При оценке геотермического градиента также следует учитывать глубины до высокопроводящего слоя в верхней мантии, по данным магнито-теллурического зондирования.

Элементарные расчеты показывают, что геотермический градиент в верхней мантии для континентальных структур может быть оценен в 5—7° С/км, тогда как для коры он значительно выше: 9—10° С/км.

Под континентальными структурами, как было отмечено, астеносферный слой, выделяемый по сейсмическим данным, и высокопроводящий слой, установленный при магнито-теллурическом зондировании, обычно располагаются на глубинах порядка 120—150 км. Под Тихим океаном, где астеносферный слой расположен на глубине около 60 км, следует ожидать более высокое значение геотермического градиента в верхней мантии. В интервале глубин до 100 км, по В. А. Магницкому, он может быть оценен в 28° С/км.

МАГНИТНОСТЬ

Анализ пространственного распределения зональных магнитных аномалий на материковой части СССР свидетельствует о размещении магнитных источников как в коре, так и в верхней мантии. Использование метода подбора по значениям зональных магнитных аномалий ΔT_a и автокорреляционного анализа ΔT_a, а также выборочные расчеты глубин до нижних кромок магнитоактивных масс (Беляевский, Борисов, Круглякова, 1970; Круглякова, 1970) показали, что мощность магнитоактивной толщи для всей континентальной части страны изменяется от 70 до 100 км и несколько более. Это подтверждает магнитность верхней части верхней мантии в пределах первых 20—60 км. Полученные оценочные данные мощности магнитоактивной толщи подтверж-

дены с помощью расчетов, проведенных на моделях. Изучение данных о распределении магнитоактивных источников в вертикальном разрезе континентальной литосферы свидетельствует о значительно меньшей их концентрации в базальтовом слое и верхней мантии по сравнению с корой.

Большие мощности магнитоактивной толщи в верхней мантии (30—60 км) свойственны структурам Балтийского щита, Урала, Сибири и, вероятно, структурам Скифской и Туранской плит (рис. 72). Для других тектонических структур мощность магнитоактивной толщи менее значительна (до 30 км). Возможно, наименьшими мощностями магнитоактивной толщи отличаются Прикаспийская синеклиза и Байкальская рифтовая зона.

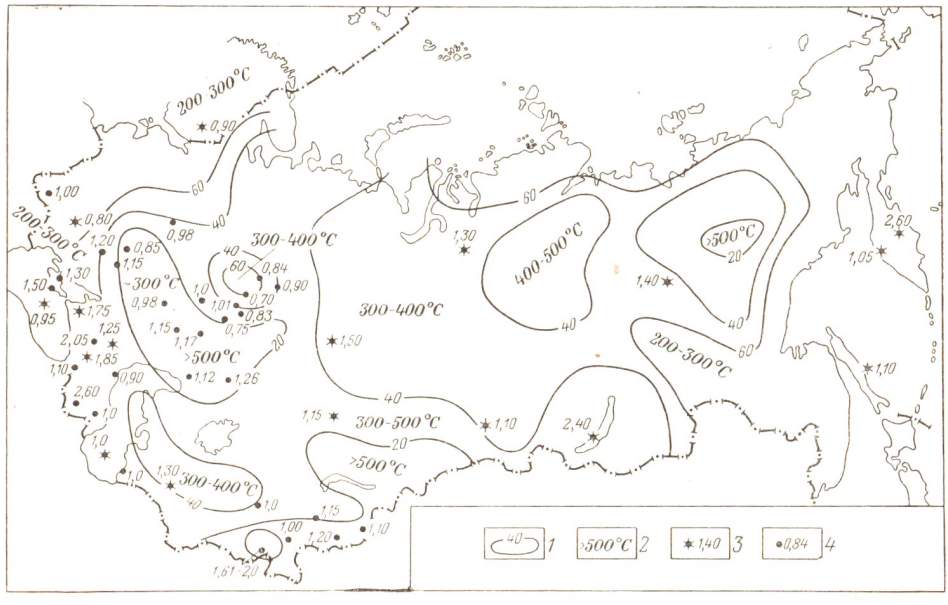


Рис. 72. Схематическая карта мощности магнитоактивной толщи. Составили А. А. Борисов, Г. И. Круглякова и Д. Б. Фирсова (Беляевский, Борисов, Федынский, 1972)

1 — линии равных мощностей магнитоактивной толщи; *2* — предполагаемые температуры на поверхности М; *3* — осредненные значения теплового потока в мкал/сек·см²; *4* — единичные определения величины теплового потока в мкал/сек·см²

Что касается структур области сочленения Азиатского материка и Тихого океана, то по расчетным данным нижние кромки магнитовозмущающих масс здесь обычно лежат ниже подошвы коры. В Охотском море они находятся на глубинах более 30 км. Эти кромки, по А. Г. Гайнанову, И. К. Туезову и др., на несколько больших глубинах располагаются в зоне Курильского глубоководного желоба и прилегающей подводной части Курильской островной дуги. В зоне Алеутского глубоководного желоба нижние кромки магнитовозмущающих масс устанавливаются на глубинах порядка 50—60 км, а в пределах Берингова моря — на меньших глубинах. В этой области сочленения материка и океана, по И. К. Туезову, для некоторых магнитоактивных тел предполагается положение как верхних, так и нижних кромок магнитовозмущающих масс в верхней мантии.

Глубины до основания магнитоактивной толщи под дальневосточными окраинными морями и под западной окраиной Тихого океана несколько меньше, чем под континентальными структурами, хотя мощности магнитоактивных толщ соизмеримы. Положение нижнего предела магнитоактивной толщи и под континентом, и под океаном, по-видимому, контролируется состоянием разогрева верхней мантии и, соответственно, глубинами до поверхности Кюри, где температуры близки к 570° С.

Обычно при разного рода гравиметрических расчетах плотность верхней мантии нередко принимается постоянной вне зависимости от структурных и других особенностей регионов. При этом оценки плотностей верхней мантии представляются существенно различными от 3,25 до 3,3—3,4 г/см³ (Беляевский, Федынский, 1961). Накопленные в последние годы данные о неоднородностях состава и строения верхней мантии послужили основанием для пересмотра указанного предположения о постоянной плотности верхней мантии.

А. А. Борисов (1967) и другие исследователи, рассматривая особенности распределения аномалий силы тяжести, неоднократно высказывали предположения о разуплотненности верхней мантии под Памиром, Тянь-Шанем и другими горными сооружениями и большей ее плотности под крупными седиментационными впадинами.

Первые количественные оценки плотностных неоднородностей верхней мантии для территории СССР были получены Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаевым (1968), указывавшим, что значения плотностей верхней мантии для горных районов Средней Азии, Сибири, Северо-Востока и Юга СССР изменяются от 3,25 до 3,35 г/см³, а для Европейской платформы, Туранской плиты и Тихоокеанского подвижного пояса они заключены в пределах 3,20—3,25 г/см³, тогда как для Тихого океана значения средней плотности верхней части верхней мантии более высокие: 3,30—3,45 г/см³.

Детальные расчеты плотностей верхней мантии выполнены И. К. Туезовым и др. для области сочленения Азиатского континента и Тихого океана. Они производились вдоль профилей ГСЗ, при этом учитывалась вся возможная сфера гравитационного влияния земной коры. Полученные данные свидетельствуют о том, что в узкой полосе Курильского глубоководного желоба плотность верхней мантии достигает значений 3,42—3,47 г/см³, тогда как в области Охотского моря и Тихого океана она может быть оценена в 3,35 г/см³. Следует заметить, что полученные на основании гравиметрических данных оценки плотности могут быть отнесены к сравнительно большой толще верхней мантии. Для области сочленения Азиатского континента и Тихого океана мощность этой толщи 100—120 км.

На основании расчетов плотностей по гравиметрическим данным А. Г. Гайнанов показал, что верхняя мантия под Курильскими островами характеризуется пониженной плотностью (3,2 г/см³) до глубин порядка 200 км, а вблизи Азиатского материка относительно пониженные плотности могут простираться и до 300 км. Наряду с этим верхняя мантия под Японским морем имеет большую плотность (3,3 г/см³).

Приведенные данные о плотности верхней мантии для Курило-Камчатской островной дуги в районе Камчатки были детализированы И. П. Кузиным. Используя график корреляционной зависимости между скоростью продольных волн и плотностью, он показал, что на Камчатке плотность верхней мантии непосредственно под поверхностью М 3,2 г/см³, а на глубине порядка 120 км 3,4 г/см³. В фокальной зоне плотности 3,4 и 3,6 г/см³, а в пределах прикамчатской окраины Тихого океана 3,2 и 3,5 г/см³. При оценке плотностей использованы данные о скоростях продольных волн от землетрясений.

Для сравнения следует указать, что средняя плотность для верхней мантии в основании коры в моделях А и Б мантии, составленных Булленом, принята равной 3,32 г/см³, что представляется завышенным.

Говоря об относительно больших глубинах мантии, необходимо упомянуть о новых оценках распределения плотности, опирающихся на результаты экспериментальных петрологических исследований (Грин, Рингвуд, 1968). Они показывают, что возможное распределение плотности в верхней мантии по интервалам глубин представляется следующим образом: на глубине 100—150 км плотность 3,38 г/см³, на 470—620 км — 3,62 г/см³ и на 650—1000 км — 3,99—4,03 г/см³. Эти значения оказались несколько меньшими, чем предполагалось Булленом.

Количественные оценки вязкости верхней мантии связаны с предположением о наличии астеносферы под областями древнего оледенения, испытывающими компенсационные поднятия в послеледниковое время. Их размах для Фенноскандии достигает в среднем 150—200 м за 9 тыс. лет.

По Е. В. Артюшкову (1970), при толщине астеносферы 100 км ее вязкость $6 \cdot 10^{19}$ пз, а при толщине 200 км — $5 \cdot 10^{20}$ пз.

Указанные цифры могут оказаться большими, имея в виду, что частично поднятие Фенноскандии, возможно, связано с перетеканием подастеносферного слоя. По данным С. А. Ушакова и В. Е. Фадеева (1970) и др., вязкость астеносферы в среднем может быть оценена: для платформ в 10^{20} — 10^{21} пз, для рифтовых зон — около 10^{19} пз и для геосинклиналей — 10^{21}—10^{23} пз. При этом вязкость литосферы определяется в 10^{22}—10^{23} пз, а вязкость подастеносферного слоя — в 10^{23}—10^{26} пз.

По Е. В. Артюшкову, предел прочности литосферы достигнет 10^3 кг/см^2, если нагрузка будет сосредоточена в области радиусом в несколько сотен километров. Причем нагрузка, приложенная к основанию литосферы, в области радиусом меньше или порядка ее толщины может изменить только напряженное состояние литосферы и в целом мало скажется на гораздо более пластичной астеносфере. Одной из форм реализации напряжений в литосфере является течение. Однако значительная вязкость литосферы определяет его крайнюю медленность. Поэтому неровности рельефа размером в десятки километров и менее изостатически могут оказаться нескомпенсированными (Люстих, 1957).

Как известно, глубинные разломы разбивают литосферу на блоки, испытывающие дифференцированные подвижки и нарушающие в ней пластическое перемещение вещества. Поэтому минимальный размер блоков, в которых может происходить изостатическая компенсация, соизмерим с толщиной литосферы. Для Фенноскандии средние размеры таких блоков близки к 100—150 км.

ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ И СОВРЕМЕННОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Верхняя мантия, по сравнению с корой, гораздо менее сейсмична. Гипосейсмы — очаги глубокофокусных землетрясений установлены только под Восточными Карпатами, Памиром, сопредельным с ним хребтом Гиндукуш и в зоне Курило-Камчатской островной дуги. Характеристика сейсмичности верхней мантии этих районов дана в табл. 19.

Таблица 19

Распределение сейсмической энергии по сейсмоактивным зонам (по Г. П. Горшкову)

Сейсмоактивные зоны	Примерная площадь зоны, км^2	Часть от энергии, выделяемой на территории СССР и прилегающих районов, %	Плотность энергии с точностью до порядка эрг/100 км^2×50 лет	Максимальное значение E, эрг/см^2·сек	
				для коры	для мантии
Карпаты	$3 \cdot 10^4$	1—2	10^{20}	$1 \cdot 10^{-10}$	$7 \cdot 10^{-7}$
Крым	$3 \cdot 10^4$	0,1—0,2	10^{19}	$1 \cdot 10^{-7}$	—
Южная Туркмения	$3 \cdot 10^5$—$6 \cdot 10^5$	0,5—1,0	10^{19}—10^{20}	$1 \cdot 10^{-8}$—$2 \cdot 10^{-6}$	—
Средняя Азия	$3 \cdot 10^5$—$6 \cdot 10^5$	15—18	10^{20}—10^{21}	$5 \cdot 10^{-6}$—$6 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$—$3 \cdot 10^{-6}$
Прибайкалье	$2 \cdot 10^5$	1,5—3,0	10^{20}	$2 \cdot 10^{-6}$	—
Камчатка и Курильские острова	10^6	75—80	10^{20}—10^{21}	$1 \cdot 10^{-5}$—$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$—$2 \cdot 10^{-5}$
Арктика	$1 \cdot 10^6$—$3 \cdot 10^6$	0,1—0,2	10^{17}—10^{18}	$4 \cdot 10^{-8}$	—

Проявления сейсмичности верхней мантии под Восточными Карпатами (Вранча, Румыния) связаны с фокальной зоной, круто падающей на юго-запад до глубин порядка 200 км. Здесь нижний предел активного нарастания сейсмичности, по-видимому, обусловлен положением кровли астеносферного слоя (глубина 100—120 км). Сейсмичность коры в уезде Вранча значительно ниже сейсмичности верхней мантии. Это, возможно, связано с тем, что эндогенные процессы, исчерпавшие себя в период альпийского тектогенеза путем складчатости пластичных осадочных толщ и формирования покровно-надвиговых структур, еще продолжают развиваться в верхней мантии (Щукин, Добрев, 1971).

В районе Памира и Гиндукуша гипосейсмы простираются вдоль фокальной зоны, наклоненной под углом 70—80° на северо-запад, и охватывают интервал глубин от 80—100 до 300 км. Наиболее активно сейсмичность проявляется на глубинах 160—180 км, где сейсмоактивная зона имеет минимальную ширину. Подкоровые деформации, как полагает Г. П. Горшков («Геологическое строение СССР», т. 2, 1967), здесь вызваны односторонним сжатием.

В верхней мантии Курило-Камчатской островной дуги генерируется наибольшее количество сейсмической энергии по сравнению с другими сейсмичными районами. В верхней мантии в этом регионе выделяется до 10% сейсмической энергии Земли, т. е. примерно в 150 раз больше, чем в среднем по земному шару. Основная часть сейсмической энергии связана с гипосейсмами, концентрирующимися в фокальной зоне, опоясывающей Восточную Камчатку и Курильские острова со стороны Тихого океана. Эта зона, по данным И. П. Кузина, выходит на океаническое дно не в глубоководном желобе, а под верхней кромкой континентального склона. Ширина фокальной зоны близ берегов Камчатки и у Южных Курильских островов, вероятно, не превышает 30—50 км.

Сейсмологическими исследованиями С. А. Федотова и др. установлен наклон тихоокеанской фокальной зоны в сторону континента под углом 45—50°. При этом отмечается, что на глубинах 200—220 км угол ее наклона возрастает до 70°. Максимальная сейсмическая активность проявляется в интервале глубин 40—60 км. На глубинах около 120 км сейсмичность уменьшается примерно в 10 раз и в 100 раз на глубинах порядка 200 км. На глубинах 300—350 км сейсмичность вновь возрастает и далее затухает. Наибольшие глубины, на которых была зарегистрирована сейсмичность в фокальной зоне, отмечены под Охотским морем (640 км; магнитуда 6 1/2), в районе залива Терпения на Южном Сахалине (600 км; М 5 1/2) и в районе Южного Приморья (600 км; М 6 1/2).

От Тихого океана в сторону Курильской островной дуги сейсмичность возрастает в сотни раз, достигая максимума в зоне выходов фокальной зоны на дно океана. По простиранию островной дуги сейсмичность изменяется в 2—3 раза. Минимум ее приходится на район Средних Курильских островов, где мощность коры наименьшая и из разреза коры выпадает гранитный слой.

Сейсмологические наблюдения в Курило-Камчатской островной дуге свидетельствуют о полном пространственном совпадении зон активной вулканической деятельности с участками гипоцентров землетрясений, расположенных на глубинах 100—200 км (особенно на 125—175 км). Это доказывает их взаимную причинную обусловленность. Мелкофокусные землетрясения, по-видимому, имеют иную генетическую природу, поскольку здесь корреляционной связи с вулканической деятельностью не отмечается. Они, как полагает И. П. Кузин, вызваны явлениями дробления более плотных и более скоростных пород, заполняющих верхнюю часть фокальной зоны (0—60 км). Анализируя материалы о распределении очагов с промежуточной глубиной, С. А. Федотов указывает, что главная область фракционного плавления в верхней мантии, с которым связан вулканизм Курило-Камчатской островной дуги, расположена на глубинах менее 250 км.

Отношение скоростей продольных и поперечных волн от землетрясений является важным сейсмическим параметром. Минимальные значения этого отношения, по Р. З. Тараканову и Н. В. Левому (1967), отмечаются на глу-

бинах 60, 110, 150 и 270 км, а максимальные — на глубинах 50, 85, 130 и 250 км. Глубины, которым свойственны максимальные отношения, соответствуют осям волноводов. Для волноводов типично ослабление сейсмичности, а для разделяющих их слоев — ее усиление. Появление волноводов, вероятно, вызвано состоянием разуплотнения вещества верхней мантии, связанного с частичным или полным плавлением глубинных пород.

Крутизна падения выявленных в верхней мантии сейсмогенных нарушений свидетельствует в пользу гипотезы физико-химических превращений как главных причин, порождающих землетрясения, и не подтверждает представления о существовании в верхней мантии конвекционных потоков.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

С известной долей вероятности вещественный состав верхней мантии может быть определен либо непосредственно путем изучения ксенолитов глубинных пород, поднятых из земных недр при образовании кимберлитовых и других трубок взрыва, а также из лав современных и древних вулканов,

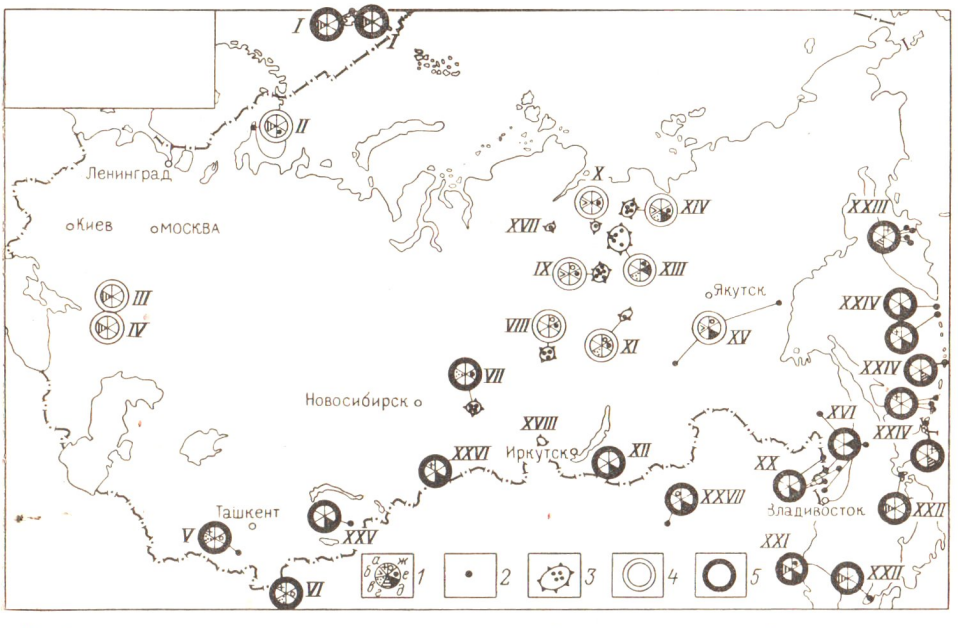


Рис. 73. Схема расположения находок ксенолитов глубинных пород в трубках взрыва и вулканах. Составил по литературным материалам Н. А. Беляевский

1 — петрографический состав ксенолитов пород (*а* — гранулиты и гнейсы, *б* — чарнокиты, *в* — пироповые перидотиты, *г* — перидотиты и пироксениты, *д* — шпинелевые перидотиты и шпинелевые пироксениты, *е* — эклогиты, *ж* — эклогитоподобные породы); *2* — вулканы, субвулканы, отдельные трубки взрыва; *3* — районы распространения трубок взрыва; вмещающие породы: *4* — кимберлиты; *5* — базальтоиды Районы: *I* — острова Шпицберген, *II* — Северная Карелия (о. Еловый), *III* — южная часть Воронежской области, *IV* — южная окраина Донецкого кряжа, *V* — центральная часть Гиссарского хребта, *VI* — Юго-Восточный Памир, *VII* — северная часть Минусинской впадины, *VIII* — Чадобецкое поднятие, *IX* — Далдыно-Алакитский, *X* — Анабарский, *XI* — пос. Мирный, *XII* — Западная Бурятия, *XIII* — Среднеоленёкский, *XIV* — Нижнеоленёкский, *XV* — Алданский, *XVI* — Приморский, *XVII* — Котуй-Меймечинский, *XVIII* — Верхне-Алданский, *XX* — Уссурийский, *XXI* — Северо-Корейский, *XXII* — Японские острова, *XXIII* — Камчатка, *XXIV* — Курильские острова, *XXV* — юг Джунгарского Алатау (Алтын-Эмель), *XXVI* — Чуйский, *XXVII* — Монголия (Дориган)

либо по комплексу косвенных петрохимических, геохимических и геофизических данных.

Ксенолиты глубинных (мантийных) пород найдены (рис. 73) на древних платформах (Сибирской и Европейской), в областях распространения байкалид (Енисейский кряж, Северо-Минусинская впадина), палеозоид (Тянь-Шань), мезозоид (Сихотэ-Алинь), кайнозоид (Курильские острова, Камчатка).

Наиболее полно ксенолиты глубинных пород мантийного генезиса изучены из кимберлитовых трубок взрыва на Сибирской платформе (Бобриевич, 1968;

Лутц, 1970; Лутц и др., 1971; Соболев, 1971 и др.). Среди пород из ксенолитов встречены эклогиты, различные по составу перидотиты и некоторые другие разности ультраосновных пород, детальное изучение минеральных ассоциаций которых свидетельствует об их образовании в условиях высоких давлений (свыше 10—15 кбар) и высоких температур (порядка 900—1400° С), не свойственных коре. Лабораторные эксперименты показывают, что в образцах этих пород при давлениях 10—15 кбар скорость продольных волн превышает 8 км/сек, а при давлениях около 20 кбар она достигает 9 км/сек. Эти породы обладают высокими плотностями — 3,20—3,44 г/см^3 (Лутц и др., 1971), что соответствует параметрам верхней мантии, устанавливаемым при геофизических исследованиях.

Абсолютный возраст мантийных пород из ксенолитов кимберлитовых трубок Сибирской платформы и даек щелочных базальтоидов, найденных в зоне ее байкальского обрамления, представлен в табл. 20. Приведенные данные указывают на различия эпох дифференциации мантийного вещества, которые, по-видимому, соответствуют этапам крупной региональной перестройки тектонических структур. На Сибирской платформе наиболее молодые эпохи преобразования мантийного вещества относятся к палеозою, когда формировались ранние кимберлитовые трубки взрыва, а в пределах Тунгусской синеклизы и соседних с ней районов образовались огромные по своим размерам излияния и внедрения трапповых пород. Они происходили также и в мезозое, в течение которого возникла основная масса кимберлитовых трубок взрыва. По данным калий-аргонового метода флогопиты из кимберлитовых трубок характеризуются абсолютным возрастом от 164 ± 2 до 550—648 млн. лет (Ковальский, Никитов, Егоров, 1969).

Таблица 20

Абсолютный возраст мантийных ксенолитов, по данным калий-аргонового метода

Породы	Место нахождения	Абсолютный возраст, млн. лет	Автор
	Сибирская платформа		
Алмазоносный эклогит	Кимберлитовая трубка «Мир»	2000—2500	Н. В. Соболев
Пироповый перидотит	Кимберлитовая трубка на р. Чукуртон, Чадобецкое поднятие	1810 ± 120	А. В. Крюков
То же	Кимберлитовая трубка «Большая», там же	1740 ± 120	»
» »	Кимберлитовая трубка «Малая», там же	1610 ± 130	»
Кристаллы оливина и пироксена из перидотита	Кимберлитовая трубка «Обнаженная»	1490—1410	В. В. Ковальский, К. Н. Никитов, О. С. Егоров
	Саяно-Енисейская складчатая система		
Пироповый перидотит	Дайка щелочного базальтоида, север Енисейского кряжа	1970 ± 300	А. В. Крюков
То же	То же		
	Северо-Минусинская впадина	1720 ± 100	»
	Корякско-Камчатская складчатая область		
Перидотит	Авачинский вулкан	Около 100	Ю. С. Геншафт и др.

Петрологию мантийных пород изучали многие исследователи. Возможные фазовые преобразования в условиях высоких температур и давлений, по данным лабораторных экспериментов А. Э. Рингвуда, показаны на рис. 74. Существенно важные материалы по петрологии верхней мантии дает также детальное исследование ксенолитов глубинных пород из кимберлитовых трубок взрыва. Детальное изучение таких ксенолитов, собранных в пределах Сибирской платформы,

было выполнено Н. В. Соболевым, который отметил, что эти ксенолиты могут быть разделены на две группы, соответствующие фации пироповых перидотитов и эклогитов с графитом и фации алмазоносных перидотитов и эклогитов. Поля устойчивости минеральных ассоциаций, характерных для этих фаций, показаны на рис. 75. Для определения полей устойчивости был использован двупироксеновый геотермометр, с помощью которого в интервале температур от 900 до 1400° С при давлениях свыше 10 кбар устанавливались минеральные равновесия для пород, представленных главным образом оливинсодержащими гипербазитами (в частности, лерцолитами). Для них характерен довольно широкий интервал изменения содержаний Fe 0—42%, Al_2O_3 0—30%, CaO 1—15%, Na_2O 0—6%.

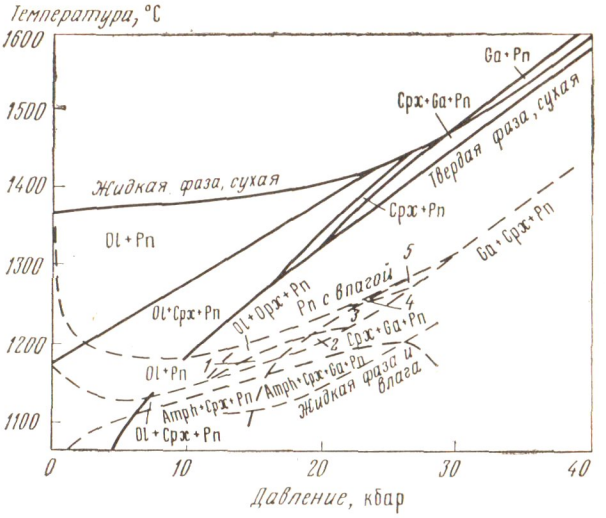


Рис. 74. Фазовые отношения минеральных ассоциаций, по А. Э. Рингвуду, в условиях высоких температур и давлений (Беляевский и др. 1971)

Ol — оливин; Cpx — клинопироксен; Opx — ортопироксен; Amph — амфибол; Ga — гранат; Pn — расплав

Сколько-нибудь резкая граница между гипербазитами и эклогитами по минеральному составу отсутствует, так как имеются разнообразные переходные породы — вебстериты и др. Составы двуминеральных эклогитов отвечают

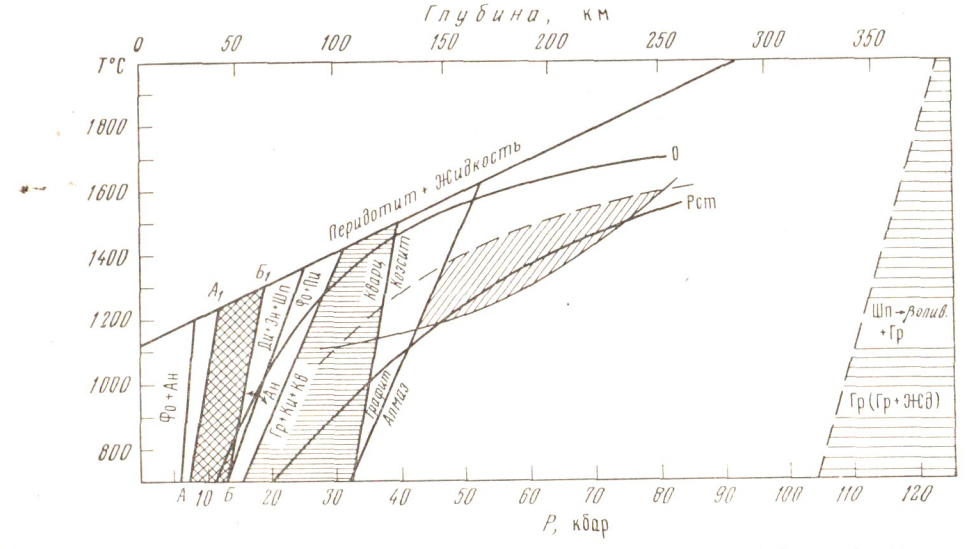


Рис. 75. Схема фаций метаморфизма верхней мантии (Соболев, 1971)

$AA_1БВ$ — интервал эклогитизации для базальтов разных составов

средним составам оливиновых базальтов, а составы встречающихся здесь корундовых и дистеновых эклогитов, исходя из характерного для них высокого содержания CaO и низкой железистости, могут рассматриваться в качестве аналогов высокоглиноземистых базальтов и габбро-анортозитов. В целом, как отмечает Н. В. Соболев, значительные изменения химического состава пиропсодержащих глубинных пород из ксенолитов позволяют считать, что

среди них присутствуют аналоги почти всех известных в коре ультраосновных и основных пород.

Лабораторные эксперименты и данные петрографических исследований пород из ксенолитов свидетельствуют о том, что область перехода пород базальтового состава в эклогиты определяется не только содержанием кремнекислоты, но и количеством глинозема и щелочей. Примесь окиси хрома смещает реакцию гранатизации ультраосновных пород в сторону больших давлений. Этим объясняется возможность совместного существования в широком интервале давлений (соответственно глубин) пироповых и шпинелевых перидотитов.

Результаты изучения минеральных ассоциаций с учетом экспериментальных данных позволили Н. В. Соболеву определить верхний предел фации алмазоносных перидотитов и эклогитов глубинами 120—150 км (соответственно давления 30—55 кбар) и температурами, изменяющимися в интервале от 1150 до 1400° С и более. Имеющиеся данные о минеральных ассоциациях, характерных для этой фации, и особенностях химического состава минеральных фаз опираются на результаты изучения пока очень немногих находок алмазоносных пироповых перидотитов (трубка «Айхал»), алмазоносных корундовых и дистеновых эклогитов (трубка «Мир») и на материалы исследования кристаллических включений в алмазах, а также минеральных сростков с алмазами. Детальное минералогическое исследование всех этих ассоциаций свидетельствует о близости одноименных минералов как в породах, так и в кристаллах алмазов, что определяет сингенетичность их образования. При этом важно отметить, что минеральные парагенезисы и особенности их химизма не остаются идентичными в разных образцах алмазоносных пород и в разных кристаллах алмаза, особенно в тех из них, которые происходят из различных алмазоносных районов и провинций.

Рассматривая общие вопросы минерального состава верхней мантии, Н. В. Соболев отметил, что такие возможные концентраторы воды, как амфиболы, устойчивы только в самых верхних частях верхней мантии. Они полностью отсутствуют в виде включений в алмазах, а также а алмазоносных перидотитах и эклогитах. То же, по-видимому, относится к флогопиту и клиногумиту, которые в мантийных породах крайне редки. Все это определяет вероятность существования воды в интерстициях между кристаллами либо в расплаве, либо в равновесном с ним флюиде (при $P_{H_2O} < 0{,}1$). Для более глубоких зон верхней мантии, где давления значительнее, вода, как показывают экспериментальные данные, может входить в состав пироксенов (гидропироксенов).

По данным исследования клинопироксенов количество натрия в верхней мантии должно быть значительным. В среднем мантийные эклогиты содержат Na_2O около 2,5%. Предполагается, что в условиях возрастающих давлений часть натрия может переходить в гранаты. Исследование химического состава включений клинопироксена в алмазе показало, что при давлении свыше 30 кбар K_2O входит в этот минерал в заметных количествах (до 0,27%). Этими данными было не только доказано наличие щелочей, но и выяснены формы их нахождения в породах верхней мантии. Это представляется важным для исследования многих петрогенетических проблем.

Количество CO_2 в поле устойчивости алмаза, по Н. В. Соболеву, является средним между его содержаниями в земных и лунных базальтах (при температурах 1000—1200° С). В целом восстановительная обстановка по мере увеличения глубин в недрах Земли, по-видимому, усиливается.

Интересно отметить, что содержание радиоактивных элементов в ксенолитах пород мантийного генезиса из кимберлитовых трубок взрыва на Сибирской платформе, по А. П. Акимову и др., оказалось примерно на порядок меньше, чем принимается в настоящее время при расчетах термического баланса мантии. С помощью осколко-радиографического и других методов для ксенолитов, имеющих состав шпинелевых лерцолитов, пироповых перидотитов, пироп-хромдиопсидовых эклогитов были определены содержания тория (0,90—1,50 г/т), урана (0,02—0,15 г/т) и калия (0,05—0,15%).

Малое содержание радиоактивных элементов в породах верхней мантии показывает, что тепло в ней генерируется в относительно малых количествах. В связи с этим температурный градиент в верхней части мантии должен быть небольшим. Это находится в хорошем соответствии с петрографическими данными о сравнительно небольшом диапазоне температур, при которых могли возникать породы фации пироповых перидотитов и эклогитов с гафитом. Подсчеты показывают, что геотермический градиент в верхней мантии едва ли превышает 2—3° С/км, тогда как для коры он, вероятно, может быть в 3—4 раза больше.

Менее детально изучены ксенолиты мантийных пород в других районах. На Европейской платформе, как и на Сибирской, они связаны с кимберлитами и кимберлитоподобными породами. На Балтийском шите (о. Еловый в районе Кандалакшского залива) в трубках взрыва кимберлитоподобных пород найдены ксенолиты эклогитов и перидотитов в ассоциации с ксенолитами гранитов и амфиболитов. На юго-восточном склоне Воронежского массива в аналогичных породах также найдены ксенолиты перидотитов. На Украинском массиве ксенолиты пироксенитов обнаружены в телах кимберлитоподобных пород в зоне разломов, опоясывающих с юга структуры Донбасса.

В северной части Енисейского кряжа и в пределах Северо-Минусинской впадины встречены дайки щелочных базальтоидов, содержащие инклюзии пироповых перидотитов. Описавший эти образования А. В. Крюков считает, что они имеют глубинное происхождение и связаны с рифейской (байкальской) эпохой тектогенеза. Гранатовые перидотиты и пироксениты образуют также ксенолиты в дайках щелочных базальтоидов в районе возвышенностей Алтын-Эмель на юге Джунгарского Алатау. Возраст этих образований позднегерцинский или раннемезозойский.

В пределах Южного Тянь-Шаня были найдены трубки взрыва, сложенные породами преимущественно мончикит-лимбургит-пикритового состава. По Р. Ф. Баратову и др., они содержат ксенолиты шпинелевых пироксенитов. Гораздо более редко здесь в ксенолитах встречаются оливиновые и гранатовые пироксениты и богатые хромпикотитом почти полностью лиственитизированные лерцолиты. Для шпинелевых пироксенитов характерно наличие хромдиопсида (содержание полуторной окиси хрома до 1,4%). Гранат в гранатовых пироксенитах содержит пироповую составляющую до 44—47%. Для химического состава шпинелевых пироксенитов типично постоянное наличие нормативного плагиоклаза. Этим они существенно отклоняются от типичных гипербазитов в сторону габброидов и базальтоидов.

Ксенолиты мантийных пород — эклогитов, дистеновых эклогитов, гроспидитов, гранатовых и шпинелевых пироксенитов были описаны Е. А. Дмитриевым из трубки взрыва «Агаджан» на Юго-Восточном Памире, сложенной фергусит-порфиром. По химическому составу найденные здесь эклогиты близки к среднему типу абсарокита, по Дэли. Гранаты памирских эклогитов отличаются от гранатов сибирских мантийных эклогитов несколько большей железистостью. Химические составы пироксенитов и эклогитов близки. Плотности обеих разностей пород изменяются от 3,00 до 3,19 г/см³.

Ксенолиты мантийных пород найдены также и в ряде районов на востоке страны.

В Байкальской складчатой области ксенолиты пироксенитов и перидотитов встречены И. В. Беловым в нескольких покровах неогеновых базальтов, распространенных вдоль трещин глубинных разломов.

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы и Ханкайского срединного массива ксенолиты, возможно, мантийных пород найдены в жерлах более чем 50 неогеновых вулканов (Иманский, Свиягинский, Барановский и др.), образованных породами щелочно-базальтоидной формации, и в некоторых базальтовых покровах. По Е. П. Денисову, ксенолиты сложены шпинелевыми пироксенитами и лерцолитами, оливинитами с примесью пироксена и шпинели, вебстеритами и слюдяными перидотитами. В этих породах шпинель представлена хромсодержащей разностью. Типичен также хромдиопсид. Здесь

установлена примесь графита. Ксенолиты дунитов, вебстеритов, пироксенитов и эклогитов были встречены также в лавах неогеновых базальтовых вулканов близ Пхеньяна в Северной Корее и тонкие в долине р. Чулым, в Забайкалье и Монголии.

Неогеновые вулканы в Сихотэ-Алине контролируются глубинными разломами. Здесь ксенолиты шпинелевых лерцолитов найдены как в зоне весьма крупного Восточно-Сихотэ-Алинского разлома (бухта Де Кастри), отделяющего Япономорскую впадину от Сихотэ-Алинской складчатой системы, так и во многих местах на западе Приморья, где глубинные разломы имеют гораздо меньшую протяженность. Е. П. Денисов полагает, что существенно авгитовые типы пород, встречающиеся в ксенолитах древних вулканов, возникли до появления базальтовых расплавов и были вынесены из верхней части верхней мантии.

Включения гарцбургитов, верлитов и пироксенитов, как отмечалось ранее, найдены в выбросах пирокластического материала и лавах вулканов Авачинской сопки и др., а ксенолиты перидотитов — в лавах Ключевской сопки и вулкана Канага на Алеутских островах. Для этих включений типично низкое содержание окисей кальция и алюминия при повышенной магнезиальности. Хромдиопсид и гранат здесь отсутствуют. Предполагается возможность образования этих пород в результате кристаллизационной дифференциации родоначального магматического расплава. В лавах ряда вулканов Курильской островной дуги неоднократно встречались ксенолиты пироксенитов и очень редко ксенолиты серпентинитов (о. Медвежий и др.). Следует также упомянуть и о находках ксенолитов перидотитового состава в молодых трахибазальтовых лавах вулкана Сверре на Западном Шпицбергене.

Сравнительное петрологическое изучение ксенолитов глубинных пород, собранных в разных районах СССР и частью в других странах, позволило В. С. Соболеву, Н. Л. Добрецову и Н. В. Соболеву (1972) расклассифицировать их по фациям глубинности и доказать неоднородность состава верхней мантии как по вертикали, так и по латерали. Общее распределение известных в настоящее время пород верхней мантии и частью коры в разрезе возрастающих давлений до 40 кбар при постоянной температуре 1000° С представлено в табл. 21. Наибольшие различия намечаются между составом верхней мантии под континентами, с одной стороны, и под океанами, с другой.

Неоднородности в составе верхней мантии, по-видимому, начинаются непосредственно ниже поверхности М. При этом на континентах непосредственно ниже нее верхняя мантия может быть сложена в одних районах гипербазитами, а в других — эклогитами и эклогитоподобными породами. Такова, например, верхняя мантия, по данным названных исследователей, под Сибирской платформой. Под Курильской островной дугой к комплексу мантийных пород названные исследователи относят также и гранулиты. Последние, возможно, свидетельствуют о захвате и преобразовании пород основания коры мантийным веществом, т. е. о процессе базификации. К комплексу явлений базификации следует относить и эклогитообразование в результате глубокого метаморфизма пород, слагающих основание коры. Но вероятны и противоположные процессы, связанные с «раскислением» верхней части мантии под влиянием поднимающихся из глубинных недр растворов, несущих щелочи. Вероятность существования таких растворов неоднократно подчеркивалась Д. С. Коржинским.

Характеристика типов и подтипов верхней мантии, исходя из ее петрографического состава, представлена в табл. 22.

Для трубки «Мир» Б. Г. Лутц (1970) по результатам изучения ксенолитов предлагает следующий разрез верхней мантии ниже поверхности М (табл. 23).

Как отмечает Б. Г. Лутц, алмазоносные эклогиты вследствие высокой щелочности, железистости и титанистости, с одной стороны, отличны от перидотитов более высоких частей верхней мантии и, с другой, вполне аналогичны толеитовым и щелочным базальтам.

Опираясь на эти данные, Б. Г. Лутц считает возможным выделить в верхней мантии на глубинах, близких к астеносфере, второй базальтовый слой.

Обычные изверженные и контактово-метаморфические породы							С лейцитом
Плагиоклазсодержащие *дуниты и перидотиты*	*Троктолиты*, ортопироксениты	Плагиоклазсодержащие *клинопироксениты* и вебстериты	*Габбро*, пироксен-плагиоклазовые породы	*Амфиболиты*, анортитовые лейкогаббро	*Амфиболиты*, амфиболовые габбро	Титано-магнетитовые породы	С флогопитом и лейцитом
Дуниты, *шпинелевые перидотиты* (лерцолиты)	*Шпинелевые ортопироксениты* и вебстериты	Шпинелевые и *гранат-шпинелевые клинопироксениты* и вебстериты	*Эклогиподобные* породы	Гранат-шпинелевые анортозиты, эклогитоподобные лейкопороды	*Гранатовые амфиболиты*	Ильменит-шпинелевые породы	?
Шпинель-*пироповые перидотиты* (лерцолиты)	Шпинель-*гранатовые ортопироксениты*	*Гранатовые* вебстериты и гранат-диопсидовые породы	*Эклогиты*	*Кальциевые эклогиты* (с примесью плагиоклаза и дистена)	Амфиболовые эклогиты, пироповые перидотиты (пироксениты с титаноклиногумитом)	Ильменит-пироповые породы	Флогопитовые пироксениты, глиммериты
Пироповые перидотиты (лерцолиты)	Пироповые ортопироксениты	Пироповые вебстериты	*Эклогиты*, *дистеновые эклогиты*	Гроспидиты, корундовые эклогиты	*Амфиболовые эклогиты*, пироповые перидотиты	Ильменит-рутил-пироповые породы	?
Хром-пироповые перидотиты (лерцолиты)	?	Хром-пироповые верлиты	Коэситовые эклогиты	То же		?	–

Таблица 22

Типы и подтипы верхней мантии (Соболев В. С., Добрецов Н. Д., Соболев Н. В., 1972)

Общий состав	Фации под поверхностью Мохоровичича		
	Графит-пироповая	Шпинель-пироксеновая	Анортит-форстеритовая
Ультраосновной (лерцолитовый)	I. Пироп-перидотитовый (ПП), Iа. ПП («Кимберлей») Iб. Эклогит-ПП («Мир») Iв. Гроспидит-ПП («Удачная»)	III. Шпинель-перидотитовый (Минусинская котловина, Приморье, Австралия)	VI. Плагиоклаз-верлитовый и шпинель-лерцолитовый (океанические острова)
Промежуточный, слабодифференцированный (базит-гипербазитовый)	IIа. Перидотит-гроспидитовый («Загадочная») IIб. Перидотит-вебстеритовая («Робертс-Виктор»)	IV. Шпинель-пироксенит-перидотитовый («Обнаженная», Минусинская котловина?, Забайкалье)	VII. Анортит-пироксенит-перидотитовый, обычно с амфиболом (Казахстан, Тянь-Шань, Дрейзер-Вейхер, Итиноме-Гата)
Основной или промежуточный, дифференцированный (базит+гипербазиты)	IIв. Перидотит-эклогитовый (Урал)	V. Гранат-шпинелевый пороксенитовый (Гиссарский хребет, Памир)	VIII. Верлит-горнблендит-троктолитовый (Курильские острова и другие аналогичного типа островные дуги)

По отношению к залегающим выше перидотитам он гораздо менее дифференцирован и состав его изменяется с глубиной от толеитового и щелочного базальта через пикрит до кимберлита. В процессе дифференциации второго базальтового слоя возникают обогащенные некогерентными элементами (Ti, Na, K, P, TR) магмы толеитового, пикритового и кимберлитового состава, поднимающиеся к земной поверхности и образующие тугоплавкий остаток в виде гранатовых и других разностей гипербазитов. Ими по преимуществу сложена надастеносферная часть верхней мантии. Таким образом, предполагается центростремительный процесс разрастания мощности надастеносферного слоя верхней мантии. Гипотеза о существовании второго базальтового слоя снимает ранее существовавшие трудности с выплавлением обогащенных некогерентными элементами основных магм из бедных этими элементами гипербазитов.

Таблица 23

Предполагаемый разрез верхней мантии

Породы	Глубины от земной поверхности, км	Интервалы давлений, кбар
Пироповые перидотиты	До 55	16—20
Пироп-диопсидовые эклогиты	55—120	20—40
Алмазоносные эклогиты	>120	40

Дифференциация верхней мантии, судя по абсолютному возрасту ксенолитов мантийных пород, по-видимому, протекала в докембрии, когда разогрев глубинных недр был значительно выше современного. Напомним, что метаморфизм гранулитовой фации, типичной для раннего архея Сибирской платформы, происходил в условиях температур до 900—950° С и давлений порядка 10—12 кбар. Соответственно температура и давления в верхней мантии, вероятно, были более высокими.

Намеченная схема развития вещества верхней мантии дает основание считать, что процессы дифференциации, по-видимому, протекали и в фанерозое.

Представленный выше разрез верхней мантии для трубки «Мир», вероятно, не может характеризовать всю Сибирскую платформу. Как показали В. С. Соболев, Н. А. Добрецов и Н. В. Соболев (1972), для ее северной окраины (район трубки «Обнаженная») поверхность М является химической границей. Здесь под гранулитовыми комплексами архея, возможно залегают шпинелевые перидотиты. В более южном Далдынском районе в основании коры, по-видимому, лежат эклогитоподобные породы и пироповые эклогиты. Возникновение этих пород связывается с фазовыми изменениями (эклогитизацией) кристаллических сланцев коры.

Выполненные Б. Г. Лутцем расчеты указывают, что в основании коры эклогитизация может происходить в слое мощностью 10 км и более. В этом случае поверхность М будет расплывчатой, сейсмически нечетко выраженной, характеризующейся близко расположенными отражающими площадками. Однако для однородных более железистых исходных пород явления эклогитизации должны протекать в сравнительно узком интервале температур и давлений. При этих условиях поверхность М должна быть четкой с пологими очертаниями рельефа, отвечающими уровню термодинамических условий процесса эклогитизации.

Для процесса эклогитизации может быть выделена ступень метаморфизма, при которой минеральная ассоциация гранат—плагиоклаз становится неустойчивой и замещается ассоциацией кианит—диопсид. Плагиоклаз здесь становится нестабильным. С этой ступени начинается фация мантийных эклогитов.

Процесс эклогитизации не изохимичен, так как он сопровождается выделением кремнезема, который не откладывается в виде свободного кварца, а выносится из породы. Поэтому нередко используемое представление о легкости миграции поверхности М в связи с процессами уплотнения и разуплотнения вещества верхней мантии требует серьезных корректив, поскольку процесс эклогитизации, приводящий к увеличению плотности горных пород, необратим без привноса легких элементов.

Приведенные данные характеризуют вероятные состав и термодинамические условия верхней мантии для континентальных структур. При этом возможны вариации.

В структурах Тянь-Шаня, Памира и в байкалидах Южной Сибири, судя по составу найденных здесь ксенолитов мантийных пород, основанием коры могут являться как эклогитовые, так и гипербазитовые комплексы пород. В Приморье, где ксенолиты эклогитов не были встречены, кора, возможно, непосредственно налегает на перидотитовый субстрат. В Курильской островной дуге, как отмечалось, четкая дифференциация между комплексами пород коры и мантии, по-видимому, отсутствует. Здесь мантия сложена как блоками пород корового происхождения (гранулиты и другие), так и породами глубинного генезиса (гипербазиты).

Под акваториями безгранитных глубоководных впадин внутренних и окраинных морей, а также под акваториями океанов, где кора имеет малую мощность и поверхность М находится на небольшой глубине, термодинамические условия определяют возможность наличия в верхней мантии пород, отвечающих невысокой фации метаморфизма (близкой к зеленосланцевой). В этих условиях нельзя ожидать появления близ поверхности М, например, таких пород, как эклогиты и гранулиты. Высокие сейсмические скорости в верхней мантии под западной окраиной Тихого океана (8,2—8,3 км/сек и часто более) в известной мере могут свидетельствовать о верхней мантии, сложенной вероятно гипербазитами, бедными глиноземом и кремнекислотой. Непостоянные и нередко небольшие скорости вдоль поверхности М под глубоководными впадинами внутренних и окраинных морей, возможно, указывают на непостоянство состава мантии, ее частичную разуплотненность и соответственно локально проявленный ее более кислый состав, аналогичный тому, который предполагается для верхней мантии Курильской островной дуги.

ГЛАВА XI

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Минерагенические исследования на современном этапе обычно включают рассмотрение времени минерагенеза в связи с эпохами развития складчатых (геосинклинальных) и платформенных областей, особенности региональной структуры, сравнительное изучение состава, типа и объема рудной минерализации совместно с формами проявления и петрохимией магматических образований, а также с литологическими особенностями вмещающих пород и формами складчатых и разрывных структур. В последние годы в комплекс минерагенических исследований также стали вовлекаться результаты региональных геофизических исследований, включая материалы изучения глубинного строения коры и данные о глубинных условиях возникновения и перемещения рудогенерирующих магм и растворов.

Ниже рассмотрены региональные аспекты связей минерагенических провинций с результатами геофизического изучения строения коры. В этой области исследований, как известно, пока сделаны лишь первые шаги. В. И. Смирнов (1971) впервые обратил внимание на возможность разделения всего многообразия источников руд на коровые, связанные с палингенной гранитоидной магмой, и подкоровые, источником которых является ювенильная базальтовая магма. В разных металлогенических провинциях роль этих источников не одинакова. Она связана с особенностями тектонического развития и, в частности, с условиями формирования коры.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Первый опыт в области поисков связей металлогенических провинций с особенностями строения коры был предпринят А. И. Семеновым, Ю. Г. Старицким, Е. Т. Шаталовым, (1967), выделившими четыре типа коры: 1) фемический (уральский), формировавшийся «на контрастном сочленении материковых платформ или областей завершенной складчатости с слоем океанической, в основном, базальтовой коры», 2) сиалическо-фемический (казахстано-алтае-саянский), возникший «в удалении от материковых платформ на неоднородном существенно базальтовом основании», 3) фемическо-сиалический (тянь-шаньский), образовавшийся в пределах областей с относительно мощным сиалическим слоем, и 4) сиалический (дальневосточный), характеризующийся мощным сиалическим слоем. При разделении коры на слои названные авторы принимали ее двухслойную модель, причем вместо общепринятого термина «гранитный слой» они употребляли термин «сиалический слой». При разработке своих представлений А. И. Семенов и его коллеги не опирались на конкретный геофизический материал о строении коры. Предполагаемые ими особенности состава

коры металлогенических провинций мало соответствуют особенностям ее строения, устанавливаемым по сейсмическим данным.

В настоящее время очень трудно судить о том, каково было строение коры в период формирования металлогенических провинций, поскольку в процессе геосинклинального развития она несомненно подвергалась переработке. Поэтому представления названных авторов о строении коры геологического прошлого являются проблематичными. Однако особенности геологической структуры и строения коры Уральской, Тянь-Шаньской, Казахской, Сихотэ-Алинской и многих других складчатых систем все же свидетельствуют, что, по крайней мере, на протяжении всего фанерозоя, а возможно также и протерозоя, тектоно-магматические процессы не приводили к полной перестройке тех структурных этажей, из которых главным образом состоит гранитный слой. Они изменились лишь частично, по-видимому, в большей мере в эвгеосинклинальных зонах и в меньшей мере в миогеосинклинальных зонах.

Имеются основания предполагать, что базальтовый слой, по крайней мере в своей верхней части, также не подвергался радикальным изменениям, если не учитывать наложенные явления регионального метаморфизма. Имеющиеся данные о строении коры могут свидетельствовать о том, что геосинклинальные зоны на территории СССР закладывались и развивались на континентальной коре и, соответственно, металлогенические провинции формировались в пределах коры континентального типа.

Точка зрения А. И. Семенова и его коллег о формировании фемической металлогенической провинции на «мощной базальтовой коре океанического типа» едва ли может быть поддержана. Она неправомочна еще и потому, что в океанах не известны сколько-нибудь значительные мощности базальтового слоя, где его средняя мощность не превышает 5—6 км.

Следуя предложенной названными авторами классификации типов коры металлогенических провинций, кратко рассмотрим имеющиеся данные о ее строении в связи с распределением рудной минерализации.

К *фемическому типу* относятся Уральская, Кавказская и Притихоокеанская металлогенические провинции. По особенностям строения коры они существенно различны, так же как различны и в металлогеническом отношении.

Контуры Уральской металлогенической провинции наиболее четко обрисованы в пределах зеленокаменной полосы и ее обрамления, где мощность базальтового слоя оказывается наибольшей в СССР (38 км) и где тонкий гранитный слой обладает аномально высокими скоростными характеристиками. Именно этой части Уральской складчатой системы свойственны гипербазитовые пояса, мощные спилито-кератофировые формации и сопровождающая их минерализация платины, железа, титана, никеля и кобальта, а также колчеданных медных руд. Возрастание мощности гранитного слоя в направлении к внутренней части эвгеосинклинальной зоны сопровождается появлением гидротермальной золотой, золото-вольфрамовой и другой минерализаций *.

Миогеосинклинальная зона (без антиклинория Уралтау) и Предуральский краевой прогиб характеризуются консолидированным комплексом коры, тем же, что и в соседних районах Европейской платформы. Видимо, поэтому их металлогеническая характеристика существенно отлична как от зеленокаменной полосы, так и от эвгеосинклинальной зоны Уральской складчатой системы. Все это едва ли позволяет включать ее западные окраины в состав одной Уральской металлогенической провинции.

Кавказская (Малокавказская) металлогеническая провинция также характеризуется мощным базальтовым слоем и наряду с этим значительно развитым и сложным по строению гранитным слоем. Минерализация, связанная с базитами и гипербазитами, здесь развита слабее, чем на Урале, тогда как свинцово-цинковое и медное оруденение колчеданного типа

---

* Здесь и далее данные о составе рудной минерализации даны по работе И. Г. Магакьяна «Типы рудных провинций и рудных формаций СССР» (М., «Недра», 1969) и книге «Закономерности размещения полезных ископаемых» (М., «Наука», 1967).

имеет определяющее значение. Зоны с наиболее развитым гранитным слоем выделяются молибденовой, вольфрамовой, мышьяковой и редкометальной минерализацией.

К Притихоокеанской металлогенической провинции отнесены Корякская складчатая система и вся Камчатка. Однако Западная Камчатка вместе с Ганальским хребтом характеризуется континентальным типом коры с мощным гранитным слоем и минерализацией ртути, золота, серебра, молибдена, меди, серы, алунита, не свойственных Восточной Камчатке, где типично платиновое и хромитовое оруденение, связанное с гипербазитами, и где гранитный слой выклинивается и сокращается общая мощность коры. Данные о строении коры Корякского хребта отсутствуют.

В целом и по строению коры, и по особенностям размещения рудной минерализации Притихоокеанская металлогеническая провинция выступает в виде разнородного комплекса структур. В дальнейшем в ее пределах, возможно, удастся выделить по крайней мере две различных металлогенических провинции, соответствующие Западно-Корякской и Восточно-Корякской складчатым системам.

Сиалическо-фемический тип металлогенических провинций, включающий Казахстанскую, Алтае-Саянскую и Западно-Забайкальскую металлогенические провинции, также является гетерогенным по особенностям строения коры и формам проявления рудной минерализации. Для этих провинций типичен сложный по составу и умеренной мощности гранитный слой, насыщенный кислыми интрузиями. Мощность базальтового слоя обычно преобладает над мощностью гранитного слоя, но по сравнению с Уральской металлогенической провинцией она менее значительна. Мощность коры переменная, часто большая.

В пределах Казахстанской металлогенической провинции выделяется северная — каледонская (кокчетавско-степнякская часть), где мощность коры велика и где развиты проявления сульфидно-золотой, высокотемпературной гидротермальной редкометальной и пегматитовой минерализаций. Гидротермальная медная и свинцово-цинковая минерализация здесь играет подчиненную роль. Значение ее резко возрастает в более южных районах, где каледониды граничат с герцинидами Прибалхашья и где мощность коры существенно сокращается; при этом доля участия базальтового слоя в строении коры заметно увеличивается.

Кора Алтае-Саянской металлогенической провинции, как отмечалось, почти не изучена сейсмическими методами. Имеющиеся расчеты по гравиметрическим данным свидетельствуют об увеличении мощности гранитного и базальтового слоев в южном и юго-западном направлениях, что, повидимому, сказывается и на особенностях распределения металлогенических зон. Так, свинцовое, цинковое, кобальтовое, золотое, ртутное и другое гидротермальное оруденение характерно главным образом для южных районов, тогда как на севере Алтае-Саянской провинции преобладает золотая, железорудная минерализация, а в связи с базитовыми и гипербазитовыми поясами — также минерализация железа, хрома и титана.

Глубинное строение Западно-Забайкальской металлогенической провинции показывает, что мощность гранитного слоя здесь более значительна, чем в Алтае-Саянской металлогенической провинции, а мощность базальтового слоя несколько меньше. В известной мере эти соотношения указывают на особые условия развития коры, которые, видимо, нашли отражение и в формах проявления рудной минерализации. Ведущими здесь являются молибденовое, золоторудное и отчасти флюоритовое оруденение.

К *фемическо-сиалическому* типу относятся Южно-Тянь-Шаньская, Джунгаро-Балхашская и Иртыш-Зайсанская металлогенические провинции. Значительные территории первых двух провинций выделяются большими мощностями коры и большой мощностью гранитного слоя (кроме Каратау). В районе Памира гранитный слой, возможно, преобладает над базальтовым. При этом мощность гранитного слоя достигает здесь предельно больших значений (свыше 35 км).

Характерно различие состава гранитного слоя в разных частях провинций, что, видимо, сказалось на особенностях оруденения.

Для Джунгаро-Балхашской металлогенической провинции наиболее характерны концентрации меди с молибденом и свинцом в медно-порфировых рудах, а также свинца и цинка вместе с медью в жильных и жильного типа гидротермальных телах, локализованных в эффузивно-осадочных толщах.

Осадочные толщи Срединного и Южного Тянь-Шаня характеризуются ртутно-сурьмяным и свинцово-цинковым оруденением. Районам распространения кислых интрузивных пород свойственны оловянная, молибденовая и другая гидротермальная минерализация.

В последние годы активно обсуждается проблема связи Уральской и Тянь-Шаньской металлогенических провинций исходя из геологических и геофизических материалов. И. Х. Хамрабаев отмечает, что магнитные аномалии (в большей мере) и аномалии силы тяжести (в меньшей мере) свидетельствуют о продолжении западно-тянь-шаньских структур в направлении Южного Урала. При этом наблюдаемые металлогенические отличия между Уралом и Тянь-Шанем названный исследователь считает возможным связывать с различиями строения коры. Действительно, характерный для зеленокаменной полосы Урала мощный базальтовый слой и аномально слабо развитый гранитный слой едва ли простираются южнее северных берегов Аральского моря. Именно это, вероятно, и определяет естественные южные ограничения Уральской металлогенической провинции, локальный же раздув базальтового слоя под Султануиздагом по своим размерам не может быть сопоставлен с региональным расширением базальтового слоя зеленокаменной полосы Урала.

Сиалический тип охватывает Забайкальскую, Сихотэ-Алинскую и Верхояно-Колымскую металлогенические провинции. Большая часть их площади имеет несколько пониженную мощность коры (по отношению к средней по СССР). Гранитный слой местами составляет большую часть разреза коры. Однако в срединных массивах его мощность меньше мощности базальтового слоя. Гранитный слой по составу различен и на широких пространствах во многом представлен незначительно метаморфизованными и разно дислоцированными толщами. Характерно обособление блоков, резко насыщенных интрузиями гранитоидов. Последние на широких пространствах этих провинций не имеют значительного распространения, кроме Забайкалья. Эта самая общая характеристика коры сиалического типа металлогенических провинций предполагает вероятность ее более дробной дифференциации по особенностям глубинного строения, что во многом выражено и в распределении уже установленных металлогенических зон.

Забайкальская металлогеническая провинция располагается в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса. Она характеризуется оловянной, вольфрамовой, свинцово-цинковой, молибденовой, золотой минерализацией и имеет крайне неоднородный состав гранитного слоя, а также заметное преобладание в разрезе коры базальтового слоя над гранитным.

Для Сихотэ-Алинской металлогенической провинции характерна зональность в распределении мощностей гранитного и базальтового слоев. На западе в разрезе коры резко преобладает базальтовый слой, тогда как на востоке их соотношения примерно равны, хотя общая мощность коры претерпевает заметное сокращение в направлении к Японскому морю. В известных пределах аналогичная зональность фиксируется и в распределении рудной минерализации. На западе преобладает оловянная, вольфрамовая и золотая минерализация, тогда как на востоке — свинцовая и цинковая.

В пределах Верхояно-Колымской металлогенической провинции по намечающимся особенностям строения коры представляется возможным отделить срединные массивы (Колымский, Омолонский и др.) от складчатых систем. Для первых по материалам редкой сети сейсмологических наблюдений и расчетным гравиметрическим данным предполагается несколько уменьшенная мощность коры и возрастание доли участия базальтового слоя.

Для всей остальной территории в разрезе коры гранитный слой, вероятно, преобладает над базальтовым. При этом большая часть гранитного слоя здесь сложена слабо метаморфизованными осадочными толщами.

Кора зон распространения гранитоидов, обрамляющих с запада и частью с севера Колымский и Омолонский срединные массивы, отлична по составу гранитного слоя от остальных частей этой провинции, так как в составе этого слоя резко сокращена мощность осадочных комплексов. Такое разделение Верхояно-Колымской металлогенической провинции по особенностям строения коры находит отражение и в размещении рудной минерализации. На общем фоне оловянной минерализации к зонам распространения пород гранитного состава тяготеют вольфрамовая и молибденовая минерализация, а к сопряженным зонам развития более основных разностей гранитоидов (особенно в дайковой фации) — золотая минерализация.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс отличается уменьшенной мощностью гранитного слоя и увеличенной мощностью базальтового слоя, по А. А. Николаевскому (1967), поэтому связь очень характерной золотой и другой рудной минерализации с особенностями строения коры здесь кажется вполне определенной.

Имеющиеся данные о коре платформенных областей также свидетельствуют о намечающихся связях ее строения с региональными особенностями размещения эндогенного оруденения. Так, в Кольской никеленосной провинции на Балтийском щите намечается заметное преобладание мощности базальтового слоя над мощностью гранитного. При этом мощность гранитного слоя особенно резко сокращена (до 6—7 км) в районе Печенгской группы никелевых месторождений.

В Южной Карелии, где широко распространены немагнитные поля и где установлено оловянное оруденение, мощность гранитного слоя заметно возрастает, а мощность базальтового слоя сокращается. Несколько увеличивается также общая мощность коры.

О связях рудных провинций на Балтийском щите с особенностями строения коры свидетельствуют также проведенные И. В. Головиным (1971) региональные исследования и статистический анализ аномалий силы тяжести рудных полей различного типа (Клушин, Шустова, 1968). Результаты этих работ показали, что большая часть месторождений тяготеет к площадям с отрицательными значениями силы тяжести, где мощность гранитного слоя увеличена. Наряду с этим выделяются группы гидротермальных месторождений, тяготеющие к площадям с меньшей мощностью этого слоя.

Приведенный краткий обзор главных особенностей строения коры металлогенических провинций отнюдь не претендует на полноту. Он призван проиллюстрировать положение о том, что металлогенические провинции различаются региональными особенностями строения коры и, вероятно, являются следствием ее развития. Из этого обзора также следует, что для большинства металлогенических провинций определяющее влияние на распространение и состав рудной минерализации имеют мощность и состав гранитного слоя и лишь для меньшей части — мощность и положение поверхности базальтового слоя. Для некоторых металлогенических провинций может оказаться важным фактор отношения мощностей базальтового и гранитного слоев.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И РУДНЫЕ УЗЛЫ

Кора металлогенических зон и рудных узлов почти не изучена. Имеющиеся данные о размещении некоторых металлогенических зон свидетельствуют о связи их размещения с особенностями рельефа поверхности М.

Металлогенические зоны нередко тяготеют к ступеням в рельефе поверхности М (рис. 76). Так, например, Золотой пояс Западной субпровинции в пределах Верхояно-Колымской металлогенической провинции характеризуется перепадом глубин до поверхности М до 10 км на протяжении менее 100 км.

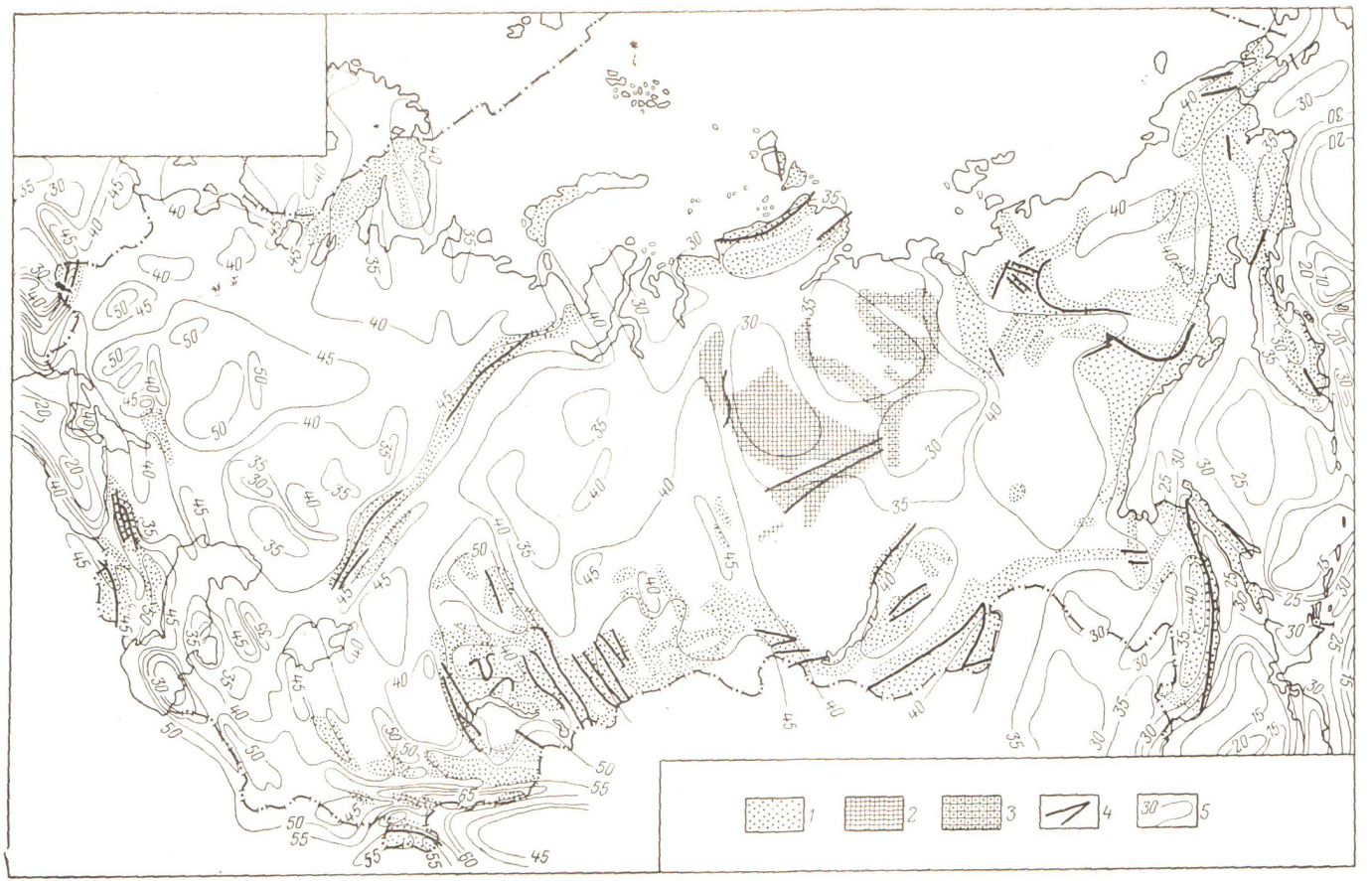


Рис. 76. Схематическая карта структурно-металлогенических зон. Генерализация выполнена Н. А. Беляевским, по данным А. И. Семенова, Ю. Г. Старицкого, и Е. Т. Шаталова (1970)

1 — зоны магматической, метасоматической и гидротермальной минерализации в фундаменте, сложенном разновозрастными складчатыми и кристаллическими комплексами пород; *2* — зоны минерализации, связанные с траповой формацией; *3* — то же, связанные с кимберлитовой формацией; *4* — границы между зонами минерализации; *5* — изогипсы поверхности М, км

Столь же значительными оказываются перепады глубин до этой поверхности и в пределах Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов, контролирующих протяженные зоны свинцово-цинкового и золотого оруденений. Примерно аналогичное положение по отношению к особенностям рельефа поверхности М занимают зоны колчеданного оруденения в пределах мегантиклинория Большого Кавказа, а также рудные зоны Закарпатья. Такие ступени возникали и развивались в условиях формирования геосинклиналей.

Градиентные ступени на поверхности М, скорее всего, связаны с глубинными разломами. Нередко они находят отражение в аномалиях потенциальных геофизических полей и подтверждаются геологическими данными. Однако не все ступени в рельефе поверхности М имеют металлогеническое значение, хотя, они также, возможно, связаны с глубинными разломами. Таковы, например, не несущие оруденения ступени в рельефе поверхности М, протягивающиеся вдоль Днепровско-Донецкого авлакогена, и вдоль Черноморской и ряда других глубоких седиментационных депрессий и краевых прогибов. Различия заключаются, по-видимому, во времени формирования этих ступеней. Эти ступени скорее всего отвечают либо платформенной стадии развития, либо особым условиям формирования структур, характерных для Черноморской впадины. Они не сопровождаются активными магматическими процессами.

Слабое развитие магматизма в миогеосинклинальных зонах также, вероятно, приводит к тому, что резкие перепады глубин не сопровождаются возникновением металлогенических зон. Вопрос о положении зон сурьмяно-ртутного оруденения по отношению к ступеням на поверхности М в миогеосинклинальных зонах Тянь-Шаня остается неизученным.

На древних платформах некоторые формы рельефа поверхности М, по-видимому, также имеют минерагеническое значение. В частности, относительно крутые склоны поднятия поверхности М под Анабарским и Оленекским массивами Сибирской платформы, возможно, вызваны системами разломов. К ним тяготеют зоны распространения кимберлитовых трубок.

Вопрос о связи кимберлитовых трубок с зонами глубинных разломов заслуживает специального исследования с помощью методов глубинного сейсмического зондирования, поскольку его положительное решение на Сибирской платформе позволило бы приблизиться к решению проблемы алмазоносности и на Европейской платформе. В этой связи необходимо отметить, что в районе Архангельска по гравиметрическим расчетным данным выделяется область значительного поднятия поверхности М, в пределах которой были недавно найдены кимберлитоподобные породы.

Еще менее изучено сейсмическими методами глубинное строение рудных узлов. Имеющиеся немногочисленные материалы свидетельствуют о значительном разнообразии их строения. Как показали детальные сейсмологические исследования Е. М. Бутовской, в районе Алмалыкского рудного узла в консолидированной коре может быть выделена серия тонких пространственно ограниченных слоев, вероятно, имеющих структурное значение. В Алмалыкском рудном районе граниты, судя по сейсмическим данным, слагают линзообразные бескорневые тела. Их подстилают, по-видимому, гнейсовые и гранито-гнейсовые комплексы, неоднородные по своим геофизическим параметрам. Такая сложная структура коры показывает, что постановка детальных сейсмических исследований в пределах Алмалыкского и других рудных узлов поможет выявить рудоконтролирующие особенности строения коры.

Большой комплекс геофизических исследований, проведенный в районе Успенской тектонической зоны, известной своими многочисленными рудными проявлениями, показал, что эта тектоническая зона контролируется прогибом поверхности М, сильно осложненным глубинными разломами («Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным», 1969). Кора здесь большой мощности, и границы между гранитным и базальтовым слоями нечеткие. Базальтовый слой преобладает в разрезе коры. Для нее типична тонкая расслоенность, не отмеченная в пределах соседних структур.

Характерная свинцово-цинковая и медная минерализации Токрауского синклинория в Центральном Казахстане имеет существенно иные связи с глубинными структурами. Поверхность М здесь находится на очень значительных глубинах, граница между гранитным и базальтовым слоями нерезкая, мощность гранитного слоя очень невелика, рудогенерирующие разломы, судя по гравиметрическим данным, не выходят за пределы гранитного слоя.

Анализируя особенности размещения рудных узлов в Центральном Казахстане, Г. Р. Бекжанов и др. отмечают, что между рудными узлами и строением коры намечаются следующие связи. Узлы полиметаллического оруденения сосредоточиваются на участках с относительно большой мощностью гранитного слоя и умеренной мощностью базальтового слоя. Для узлов медного и редкометального оруденения, а также для участков концентрации железных руд связь с мощностью этих двух слоев менее отчетлива.

Для узлов золотого оруденения вероятна несколько сокращенная мощность гранитного слоя и заметное возрастание мощности базальтового слоя. При этом, если отвлечься от состава минерализации, то почти все рудные узлы Центрального Казахстана располагаются на площадях, где поверхность гранитного слоя находится на глубинах 8—10 км, поверхность базальтового слоя — на глубинах 20 км, а поверхность М — на глубинах от 48 до 52 км и более, т. е. там, где суммарная мощность коры велика и где гранитный и диоритовый слои имеют большую мощность.

Наметившиеся в Центральном Казахстане связи рудных узлов с особенностями коры не сохраняются в Восточном Казахстане. Так, В. Н. Любецкий показал, что Рудно-Алтайская зона полиметаллического оруденения характеризуется относительными гравитационными максимумами и отличается приподнятым положением поверхности базальтового слоя. Для Калба-Нарынской зоны редкометального оруденения типичны минимумы аномалий силы тяжести и значительные глубины до поверхности базальтового слоя.

В Уральской металлогенической провинции, согласно Е. М. Ананьевой и др., зоны крупных месторождений меди приурочены к участкам наиболее высоких значений силы тяжести, отвечающим зонам широкого проявления базальтоидного магматизма там, где возрастает мощность базальтового слоя и общая мощность коры. В противоположность этому, зоны редкометального оруденения тяготеют к наиболее низким значениям аномалий силы тяжести, которые соответствуют участкам возрастания мощности гранитного слоя и сокращения мощности базальтового слоя.

Изученный методами глубинных сейсмических исследований Белозерский железорудный узел на юге Украины (В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов, 1971) отличается весьма неглубоким залеганием поверхности базальтового слоя (8—10 км), мощность которого значительна. Характерна сложная серия разломов, рассекающих гранитный и базальтовый слои. Сходными особенностями строения коры, по И. В. Литвиненко и Л. К. Кокориной, обладает никеленосная структура Печенгского синклинория в северной части Балтийского щита.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗЛОМЫ

Многие исследователи подчеркивают важное магмо- и рудоконтролирующее значение глубинных разломов, в том числе и тех, которые выделяются по геофизическим данным. Однако значение их в разных минерагенических провинциях не одинаково, так же как различны факторы, определяющие структурное положение, глубину залегания и другие особенности разломов.

В Центральном Казахстане, согласно Г. В. Бекжанову и др., (1969), выделяемые по геофизическим данным глубинные разломы первого порядка, достигающие подошвы коры и рассекающие поверхность М, для размещения оруденения имеют второстепенное значение. Оруденение обычно связано с оперяющими их тектоническими трещинами. По данным названного исследователя, рудные узлы часто размещаются на пересечении разноориентированных

разломов, рассекающих гранитный слой. Большая часть рудоконтролирующих разломов в Центральном Казахстане имеет четкое отражение в магнитном и гравитационном полях.

Аналогичные данные получены для Забайкальской и других металлогенических провинций. Так, П. А. Мастюлин и Ю. А. Зорин показали, что в Приаргунье полиметаллическое оруденение тяготеет к зонам линейновытянутых магнитных аномалий, фиксирующих разрывные нарушения. При этом расположение наиболее крупных рудных месторождений и узлов (Кличкинского, Нерчинско-Заводского и др.) связано с пересечением крупных разломов в фундаменте. Главная часть редкометальных месторождений Агинского поля тяготеет к разрывам, обрамляющим его внутренние блоки.

В Даурской зоне оловянные месторождения располагаются в пределах минимумов значений аномального магнитного поля и крупной гравитационной ступени, протягивающейся вдоль системы разломов, имеющей региональное значение. При этом, как показывают гравиметрические расчеты, по-видимому, лишь немногие из рудоконтролирующих разломов Забайкальской металлогенической провинции выходят за пределы гранитного слоя.

По данным И. Б. Русанова, такой же особенностью обладают разломы, контролирующие золотое оруденение в Нижнем Приамурье. Здесь положение разломов фиксируется пологой гравитационной ступенью, пересекающей под углом мезозойские складчатые структуры, что, вероятно, указывает на их связь со структурой фундамента мезозойской геосинклинали.

Выполненный А. А. Николаевским геофизический анализ систем глубинных разломов Верхояно-Колымской металлогенической провинции дал возможность выделить магмоконтролирующие разломы, протяженностью от 30 до 500 км. Верхние кромки магнитовозмущающих масс, связанных с интрузивными телами, здесь располагаются на глубинах 2—5 км. Это показывает, что подводящие каналы интрузивных и эффузивных образований располагаются в фундаменте мезозойских и кайнозойских комплексов. Распределение нижних кромок магнитовозмущающих масс на глубинах 15—25 км соответствует поверхности базальтового слоя и, по-видимому, определяет нижние пределы распространения рудоносных интрузивных тел.

Для Верхояно-Колымской провинции выделен существенно иной — торцовый тип глубинных разломов длиной до 150—250 км. Такие разломы выделяются преимущественно по магнитным и гравитационным аномалиям. Среди них наиболее благоприятными для размещения рудоносных зон являются так называемые межглыбовые разломы, т. е. разломы, разделяющие существенно по-разному построенные тектонические блоки (например, срединные массивы и складчатые системы). Примерами таких разломов могут служить дизъюнктивные нарушения, контролирующие золотоносные малые интрузии в восточной части хр. Полоусного. Они нередко характеризуются резкими линейными магнитными аномалиями. Для других рудоконтролирующих разломов характерны закономерные округлые или вытянутые магнитные аномалии и нередко относительные минимумы силы тяжести, установленные для Яно-Колымской, Полоусненско-Колымской и других рудных зон.

В Сихотэ-Алинской металлогенической провинции, кроме обычного типа магмо- и рудоконтролирующих разломов, выделяются крупные системы нарушений. Одним из них является система субмеридиональных разломов, определивших положение Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва, контролирующего на протяжении свыше 1000 км положение как гранитоидных интрузий, так и оперяющих его разломов северо-восточного простирания. К этим разломам приурочены мелкие интрузии гранитоидов и монцонитоидов, а также проявления оловянного, вольфрамового и другого оруденения. Как те, так и другие разломы, судя по сейсмическим данным, прослеживаются глубоко в недра коры. Некоторые из них, возможно, выходят за ее пределы.

Особый интерес представляет система очень крупных разломов, определивших положение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, который на всем своем протяжении подчеркнут резко выраженной гравитационной

ступенью и полосой интенсивных положительных магнитных аномалий. Аналогична характеристика и Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. Глубинные разломы в этих вулканогенных поясах имеют магмоконтролирующее значение. Как и в других районах, определяющими для распределения оруденения являются второстепенные разломы, не всегда четко отображенные в потенциальных геофизических полях.

Данные сейсмических исследований коры показывают, что системы разломов как Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва, так и вулканогенных поясов прослеживаются через всю толщу коры и рассекают поверхность М. Зоны вулканогенных поясов характеризуются сокращением мощности коры и локальными поднятиями поверхности базальтового слоя и поверхности М, тогда как в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва глубинные разломы располагаются в зоне повышенных мощностей коры и относительно высокой мощности гранитного слоя. Эти различия, возможно, определили минерагеническую специализацию указанных двух систем глубинных разломов на юге Дальнего Востока. Вулканогенным поясам свойственно полиметаллическое и золотое оруденение, а Центрально-Сихотэ-Алинскому структурному шву — оловянно-вольфрамовое.

Особый тип глубинных разломов контролирует положение несущих оруденение гипербазитовых и базитовых интрузий Уральской металлогенической провинции. Они несомненно имеют подкоровое заложение. В пользу этого свидетельствует однотипность магматических проявлений на всем их огромном протяжении (свыше 2500 км). Все они приурочены к обособленной относительно узкой полосе (100—150 км) утолщения базальтового слоя. Эта полоса отличается высокими значениями аномалий силы тяжести так же, как и особенностями поля магнитных аномалий.

Эти и другие достаточно известные данные о системе глубинных разломов Урала, относимых нередко к числу планетарных (Борисов, 1967), могут быть дополнены тем, что здесь, по-видимому, существует не одна, а по крайней мере две генерации глубинных разломов. Более древняя из них связана с формированием толщи базальтового слоя. Глубинные разломы, относящиеся к более молодой генерации, разделяют толщу коры на различно поднятые тектонические блоки и рассекают поверхность М. Это также указывает на их подкоровое происхождение, причем намечается связь размещения интрузий базитов и гипербазитов и, соответственно, размещения рудных зон и узлов с глубинными разломами молодой генерации.

Глубинные разломы древней генерации контролируют положение структур зеленокаменной полосы, формирование которой происходило начиная с раннего (?) или позднего рифея и до карбона включительно. Это указывает на длительный, унаследованный характер их развития и определяет важное структурное значение в Уральской геосинклинальной системе.

Крупнейшие разломы аналогичного типа в последние годы были установлены и в других районах (Закарпатье, Закавказье и др.). Среди них особое внимание привлекает выявленная при глубинном сейсмическом зондировании система разломов, прослеживающаяся как в фундаменте синклинорной структуры Криворожского железорудного бассейна, так и в фундаменте других раннепротерозойских структур на Украинском массиве (Крутиховская, 1971; Чекунов, 1972). Подобно системе глубинных разломов древней генерации на Урале, а также глубинным разломам под вулканогенными поясами на Дальнем Востоке, эти разломы контролируют положение тектонических структур первого порядка, указывая на их связь с процессами, протекающими в подкоровом субстрате.

Приведенные данные свидетельствуют о несомненной связи между распределением металлогенических провинций с общими регионального типа особенностями распределения мощности и строения коры. Для металлогенических зон и рудных узлов на первый план выступают не региональные, а локальные особенности строения коры, которые также изменчивы, как и непостоянны формы проявления эндогенного процесса, поскольку разным типам эндогенной

рудной минерализации соответствуют локальные особенности строения коры.

Главным контролирующим фактором для эндогенного оруденения являются магмоконтролирующие разломы как коровые, так и подкоровые. При этом определяющее значение для концентрации руд имеют разломы сравнительно неглубокого заложения, не выходящие за пределы гранитного слоя, оперяющие и некоторые другие разломы.

В целом далеко не все структурные формы поверхности М имеют равное минерагеническое значение. Наиболее важными являются резкие перегибы этой поверхности, располагающиеся под зонами активной магматической деятельности геологического прошлого.

В заключение необходимо отметить, что в сравнительном изучении коры металлогенических провинций, рудных зон и узлов пока сделаны лишь первые шаги. Они показали несомненную перспективность исследований в этом направлении. Особенно важными сейчас представляются целенаправленные глубинные сейсмические исследования коры в рудных зонах и рудных узлах в комплексе с использованием гравиметрических и магнитометрических материалов. Системы сейсмических исследований должны быть наиболее полными с целью подробного освещения всей толщи коры, так как пока ни для одного крупного эндогенного рудного месторождения почти не изучены особенности глубинной структуры, определяющие их пространственную локализацию. Исследование этих вопросов несомненно имеет крупное научное и практическое значение.

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ

Статистический подсчет распределения выявленных на территории СССР нефтяных и газовых месторождений (250 групп) в зависимости от глубин залегания глубинных границ был осуществлен К. К. Шапошниковым и представлен в виде системы вариационных кривых (рис. 77). Эти кривые показали, что модальные значения площадей распределения месторождений углеводородов соответствует средним глубинам залегания поверхности М на платформах — 40 км (кривая «а»).

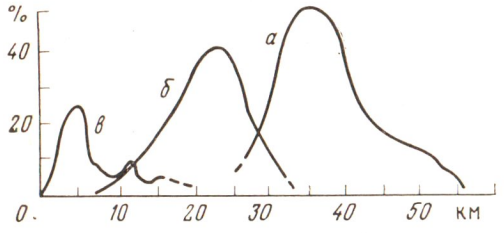


Рис. 77. Вариационные кривые распределения нефтяных и газовых месторождений в пределах территории СССР в зависимости от глубины залегания поверхностей Мохоровичича (*а*), базальтового слоя (*б*) и фундамента (*в*). Составил К. К. Шапошников с дополнениями (пунктир) Н. А. Беляевского

Если учесть распределение прогнозных запасов углеводородов как на территории СССР, так и в перспективных зонах нефтегазоносности в пределах акваторий окраинных и внутренних морей, то пик кривой сместится в сторону меньших глубин до поверхности М и будет охватывать интервал глубин до поверхности М от 30 до 40 км.

Примерно на те же соответствия указывает кривая распределения нефтяных и газовых месторождений в зависимости от глубины залегания поверхности базальтового слоя (кривая *б*). Относительно большая крутизна кривой направлена в сторону больших глубин до поверхности базальтового слоя, что в общем характеризует приуроченность нефтегазоносных земель к районам с относительно тонкой корой и несколько сокращенной мощностью базальтового слоя.

Третья вариационная кривая (*в*) характеризует соотношение распределения запасов нефтяных и газовых месторождений в зависимости от мощности осадочного чехла. Однако при ее построении не учтены возможные запасы углеводородов в наиболее глубоких зонах седиментационных бассейнов, остающихся еще почти не оцененными.

В целом приведенные кривые подтверждают давно уже выявленную связь областей нефтегазонакопления с платформенными структурами и структурами

шельфовых областей. Эти кривые также показывают, что формирование нефтегазоносных провинций и соответственно крупных нефтегазоносных структур в значительной мере определяется эндогенными факторами, связанными с формированием континентальных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общие результаты изучения глубинных недр СССР представляются следующим образом.

Толщи и слои в коре, а также разделяющие их поверхности генетически связаны друг с другом. Поверхность твердой Земли в области континентальных структур образовалась в результате эрозионно-тектонических и аккумулятивно-тектонических факторов; в области морей и океанов она формировалась в основном под воздействием аккумулятивно-тектонических факторов, поскольку эрозионная деятельность суспензионных потоков в пределах рассматриваемых регионов незначительна.

Поверхность консолидированного основания, первоначально образованная в результате воздействия эрозионно-тектонических и абразионно-тектонических факторов, приобрела современные очертания в связи с определяющим воздействием тектонических процессов. Расположенная между этими поверхностями осадочная толща на платформах сложена терригенными, органогенными и хемогенными образованиями. Магматические породы имеют в ней подчиненное значение. Закономерности, определяющие распределение мощностей осадочной толщи, обусловлены проявлением длительно развивавшихся поднятий и погружений, вызванных эндогенными тектоническими движениями. Для осадочной толщи характерно присутствие водосодержащих минералов и часто свободных воды и газов. Границы разделов внутри осадочной толщи преимущественно связаны с особенностями литологически неоднородных пород.

Поверхности раздела внутри коры, как показывают лабораторные исследования, в основном связаны с изменениями петрографического состава пород. Причины этих различий, как и для пород осадочного чехла, связаны не только с неоднородностями их первичного химического состава, но и в значительной мере с термодинамическими условиями. Последние определяют распределение метаморфических фаций и, соответственно, метаморфическую дифференциацию коры по составу.

Возникновение сейсмических границ раздела в консолидированной толще коры может быть вызвано как первичной слоистостью внутри дислоцированных осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных толщ, так и тектоническими факторами, а именно: структурными несогласиями и дизъюнктивными тектоническими нарушениями. При этом разновозрастная и гетерогенная по своей природе поверхность базальтового слоя, вероятно, является границей между комплексами неодинакового по составу различно метаморфизованных пород.

Для гранитного слоя типичны проявления всех фаций метаморфизма, как регионального, так и контактового. В его состав входят также и неметаморфизованные складчатые комплексы, сложенные преимущественно породами гранитоидного состава. Для базальтового слоя на континентах наиболее типичны проявления метаморфизма гранулитовой фации, хотя возможность наличия в базальтовом слое пород, отвечающих менее высоким стадиям метаморфизма, не исключена. Характерны породы более высокой основности. Породы базальтового слоя, особенно в своей нижней части, в значительной мере дегазированы и дегидратированы. При этом развивающиеся здесь процессы эклогитизации связаны с сокращением количества кремнекислоты, щелочей (прежде всего калия) и других элементов, обладающих большими ионными радиусами. В противоположность базальтовому слою, в породах гранитного слоя широко распространены минералы, содержащие кристаллизационную воду и конституционную воду. Характерно также наличие

заметных количеств газовой составляющей, заключенной в межгранулярных пространствах и в виде включений в минералах. В целом кристаллические решетки породообразующих минералов гранитного слоя имеют менее плотную упаковку атомов, чем минералы пород базальтового слоя.

Поверхность М, ограничивающая кору снизу, гетерогенна и разновозрастна. Ведущими процессами для ее возникновения являются процессы фазовых преобразований минеральных агрегатов, в результате которых возникают эклогиты и эклогитоподобные породы. Видимо эта граница на отдельных участках может иметь также и химическую природу, являясь контактом между метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами коры и гипербазитовым субстратом.

Для океанической коры, расположенной на сравнительно небольших глубинах, термодинамические факторы, как и факторы вещественного состава, представляются иными. При возникновении слоистости внутри нее, по-видимому, главное значение имеет вещественный состав. Под океаническими структурами основным на границе между корой и верхней мантией является химическая смена минеральных агрегатов с менее плотной упаковкой минеральными агрегатами с более плотной упаковкой, так как вследствие небольших давлений и температур метаморфический фактор не имеет такого важного значения, как в основании мощной коры континентального типа.

Глубинные сейсмические исследования совместно с результатами изучения аномалий силы тяжести и магнитного поля позволили существенно уточнить складывающиеся представления о корреляционных связях между геофизическими параметрами, характеризующими глубинные недра; представить главные особенности изменения строения и состава коры в пределах крупных геологических структур; исследовать соотношения приповерхностных геологических структур с глубинными структурами коры, устанавливаемыми по геофизическим данным; рассмотреть вопросы формирования поверхности М и проблемы строения и состава верхней мантии; наметить общие черты стратификации (модели) тектоносферы по геофизическим данным.

Корреляционные связи между аномалиями силы тяжести (Буге), с одной стороны, и глубинами до поверхности М, а также мощностью земной коры, с другой, при исследовании нового обширного материала оказались гораздо менее устойчивыми, чем это представлялось ранее. Для обширных территорий платформ и низкогорных областей такие связи являются наименее тесными. Имеющиеся данные свидетельствуют о наличии не только прямых и обратных, но и более сложных корреляционных связей между указанными параметрами. При этом существование общепланетарных качественных (или полукачественных) корреляционных связей между аномалиями силы тяжести (Буге) и глубинами до поверхности М не вызывают сомнения. Они отчетливо выступают в плане сопоставления мощностей коры континентальных и океанических блоков. Аналогичен вывод и по результатам исследования корреляционных связей между альтитудами земного рельефа и глубинами до подошвы коры (также ее мощностями).

Неустойчивость (малая теснота) этих корреляционных связей скорее всего объясняется слабо выраженными явлениями изостатической компенсации на границе кора—верхняя мантия. Этот вывод, впервые высказанный А. Д. Архангельским, А. А. Борисовым, В. В. Федынским и рядом других ученых, подтверждает развиваемые в последние годы представления об изостатической компенсации верхних оболочек Земли на уровне поверхности астеносферного слоя или даже глубже.

Отсутствие устойчивых корреляционных связей между глубинами до поверхности М и амплитудами неотектонических движений, а также наличие фактов, свидетельствующих об участии этой поверхности в длительно развивающихся тектонических движениях (несколько геологических периодов), дают основание полагать, что ее положение обусловлено не столько неотектоникой, сколько тектоническими явлениями более раннего геологического прошлого.

В свете имеющихся данных представляется возможным связывать неотектонические движения не с границей кора—верхняя мантия, а с гораздо более глубокими частями последней — с астеносферным слоем. Здесь, по В. А. Магницкому, наиболее вероятны протекающие в настоящее время фазовые и другие преобразования земного вещества, сопровождающиеся значительными изменениями его объема и плотности.

Средние значения мощности осадочного чехла оказались близкими для всех платформенных областей (3,4—3,7 км). Также близкими являются и модальные значения его мощности. Это свидетельствует о некоторой общности развития платформ вне зависимости от их возраста. Не менее 30—40% объема осадочного чехла на платформах сосредоточено в пределах глубочайших впадин (глубины 10 км и более, но не свыше 25—26 км). Эти впадины развивались длительное время, при этом некомпенсировано по отношению к соседним положительным структурам. Формирование основной части осадочного чехла молодых платформ во времени совпадает с формированием седиментационных впадин внутренних и окраинных морей.

Размеры крупных форм рельефа консолидированного основания как скрытых под осадочным чехлом на платформах, так и обнаженных на дневной поверхности имеют взаимную обусловленность, которая может быть выражена зависимостями, близкими к линейным. Намечающаяся общность такого типа зависимостей для разных платформ указывает на сходство источников эндогенных сил, с которыми связано формирование этих структур.

Среднестатистическая мощность коры платформ вне зависимости от их возраста оказалась близкой к 38 км, что, вероятно, является следствием стабильности режима платформенного развития. При этом различия в мощностях консолидированной коры на платформах в значительной мере скомпенсированы мощностью осадочного чехла. Таким образом, глубины, на которых расположена поверхность М на платформах, не случайны. Они видимо связаны с условиями режима в недрах тектоносферы, отвечающими термодинамическому порогу эклогитизации в период формирования поверхности М. Отклонения мощностей коры от среднестатистических, вероятно, связано с изменением термодинамического режима. В частности, большие мощности коры на платформах и согласные изгибы глубинных границ в коре, по-видимому, свидетельствуют об уменьшении температур в основании земной коры, а уменьшение мощности коры говорит либо о возрастании темпертур и поднятии фронта эклогитизации, либо же о значительной глубине эрозионного размыва.

Значения граничных скоростей вдоль поверхности, разделяющей гранитный и базальтовый слои, колеблются в пределах 6,7—7,0 км/сек. Такие значения скорости характеризуют наиболее четкие границы раздела в средней части коры, прослеживающиеся от Балтийского щита и Украинского массива на западе до расположенных на востоке мезозойских структур Колымы и Сихотэ-Алиня, а также структур Охотского моря и Камчатки. В целом граница между гранитным и базальтовым слоями представляется как раздел между физически, и вероятно, химически разнородными комплексами горных пород. При этом она для сколько-нибудь широких пространств не может приниматься в качестве раздела между одинакового возраста геологическими образованиями.

В большинстве исследованных методами глубинных сейсмических зондирований рифейских и более молодых складчатых системах (включая значительную часть молодых платформ) гранитный слой образован дислоцированными фанерозойскими осадочными и вулканогенными толщами, кристаллическими сланцами и гнейсами нижнего протерозоя и прорывающими их интрузиями главным образом кислого состава. Геофизические данные показывают, что интрузии гранитоидов обычно не простираются ниже поверхности базальтового слоя.

На Европейской платформе гранитный слой сложен гнейсами, кристаллическими сланцами и интрузивными породами нижнего протерозоя и верхнего архея. На Алданском и Анабарском массивах и, вероятно, в большей

части других структурных блоков Сибирской платформы в его строении преимущественно участвуют нижнепротерозойские и архейские комплексы глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных пород и изофациальные с с ними по метаморфизму интрузивные образования. Так как кора на протяжении фанерозойских геосинклинальных циклов не подвергалась полной переработке, следует полагать, что под кайнозойскими, мезозойскими, палеозойскими и байкальскими складчатыми сооружениями и молодыми платформами базальтовый слой сложен в основном архейскими и частью нижнепротерозойскими комплексами пород, причем на Европейской платформе в его строении, по-видимому, главную роль играют архейские толщи, а на Сибирской платформе — катархейские.

Высокие значения сейсмической скорости, свойственные базальтовому слою указывают не только на повышенную основность слагающих его пород, но и на их глубокую метаморфизацию. Наличие высокоскоростных сейсмических границ в нижней части базальтового слоя (7,4—7,8 км/сек), местами даже более интенсивных, чем поверхность М, возможно свидетельствует о широком распространении процессов эклогитизации в основании коры, так как из всего многообразия метаморфических горных пород только породам эклогитового комплекса свойственны такие высокие значения скорости распространения продольных сейсмических волн.

Вероятность широкого распространения фазовых преобразований (с формированием эклогитов и эклогитоподобных пород) в основании коры говорит о том, что под фанерозойскими складчатыми системами верхняя часть мантии, вероятно, образована породами корового происхождения.

В пределах континентальных структур базальтовый слой находится в условиях высоких температур и давлений, которые в периоды геосинклинального развития и складкообразования были еще более высокими. Поэтому для базальтового слоя комплекс слагающих его пород должен быть представлен в основном породами гранулитовой и отчасти эклогитовой фаций метаморфизма. Для Тихого океана, где глубины до поверхности М небольшие и где мощность этого слоя невелика, метаморфические преобразования, отвечающие высоким температурам и давлениям, исключаются. Здесь базальтовый слой может быть сложен либо собственно базальтами, либо их разностями, измененными в условиях низких температур и давлений. Вероятны интрузии и протрузии базитов и гипербазитов. Такой вывод согласуется с результатами изучения петрографического состава пород, поднятых со склонов рифтовых долин на дне Атлантического и Индийского океанов.

Строение коры внутренних морей до настоящего времени остается неразгаданным, так как пока не получено уверенных данных, которые позволили бы склониться к представлениям либо о большой древности консолидированной толщи коры этих впадин, либо о ее молодости. Имеющиеся материалы для Черноморской и Южно-Каспийской впадин все же позволяют высказать соображения о доюрском возрасте консолидированного комплекса в пределах первой и его дорифейском (?) возрасте — во второй.

Строение коры в зоне сочленения Азиатского материка и Тихого океана отличается значительным разнообразием. В прилегающей к Тихому океану полосе складчатых структур (типа Восточной Камчатки и Симанто в Японии) предполагается непосредственное налегание осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов на базальтовое основание без промежуточных гранитизированных комплексов пород.

В Западной и Центральной Камчатке возможен древний (дорифейский?) разрез коры континентального типа. Для структуры Охотского моря не исключены относительно молодые (мезо-кайнозойские, может быть и палеозойские) преобразования континентальной коры, которые могли развиваться либо снизу (Центрально-Охотский массив), либо сверху (Южно-Охотская впадина и Прикурильский прогиб). Геологическая природа этих преобразований остается пока не выясненной. Также гипотетично и происхождение коры Япономорской впадины.

Курильская островная дуга характеризуется отсутствием «корня» в основании коры. Она простирается вдоль глубинного разлома, отделяющего платформенного типа структуры Охотского моря от кайнозойской, вероятно, полициклической складчатой системы, простирающейся из района Симанто (Япония) к Восточной Камчатке. Океанический склон Курильской островной дуги отличается значительной мощностью коры (до 25 км).

Сейсмические границы, зафиксированные на разрезах консолидированной коры, скорее всего, представляют собой некоторые осредненные уровни изменения физических свойств толщ, а также границы изменения химического состава горных пород. Возникновение таких уровней может быть связано с неодинаковыми геологическими явлениями. Среди них наиболее важное значение, вероятно, имеют: 1) поверхности структурных несогласий, разделяющие различно дислоцированные и часто различно метаморфизованные толщи пород разного состава, 2) поверхности зеркала складчатости, фиксирующие положение различных по петрографическому составу толщ горных пород внутри сложно дислоцированных комплексов геологических образований, 3) границы между различными по составу минеральными агрегатами осадочных и магматических образований; контуры фронтов гранитизации (гранитообразования), 4) контакты обширных лополитообразных интрузивных тел и др.

Поверхность М для большей части континентальных структур, как упоминалось, располагается на глубинах 40 ± 2 км. Она погружается на юг, где под Казахской складчатой областью, Алтае-Саянской, и Тянь-Шаньской складчатыми системами глубины до нее достигают 50 км и более. Наибольшие глубины, на которых зарегистрирована поверхность М, располагаются под Памиром (порядка 60—65 км). Области и сочленения Евразиатского континента, Северного Ледовитого и Тихого океанов характеризуются пониженными до поверхности М глубинами (20—30 км). В пределах океанов поверхность М находится на глубинах 8—10 км.

Граница между корой и верхней мантией под континентальными структурами, как показывают сейсмологические исследования со станциями «Земля», а в последние годы также и работы с помощью метода глубинного сейсмического зондирования, скорее всего представляется не одной какой-либо поверхностью, а переходным слоем мощностью 3—5 км (возможно до 10 км), что подтверждает предположение о вероятной фазовой природе возникновения поверхности М. По геофизическим данным свойства этого переходного слоя близки к особенностям поликристаллической среды. Это не исключает возможности того, что поверхность М на отдельных участках будет выступать в качестве химического раздела. В частности, она может являться границей между метаморфическими толщами базальтового слоя и гипербазитовыми комплексами верхней мантии, что предполагается для некоторых алмазоносных районов Сибирской платформы.

Обычный перепад скоростей между базальтовым слоем и верхней мантией для континентальных структур относительно невелик: 0,5—0,6 км/сек. Это свидетельствует о сравнительной близости физических свойств и, возможно, состава базальтового слоя и верхней мантии.

Граница между корой и верхней мантией под Тихим океаном характеризуется перепадом скорости 1,0—1,5 км/сек или даже более, что отражает весьма значительные различия состава пород по обе стороны этой границы.

Граничные скорости вдоль поверхности М не зависят от глубин до нее, и вместе с тем их распределение связано с региональными особенностями геологической структуры. Пониженные значения (менее 8,0 км/сек) типичны для зоны островных дуг и других областей активной вулканической деятельности, Байкальской рифтовой системы и, вероятно, для авлакогенных структур. Повышенные значения (8,3 км/сек и более) отличают Урало-Казахстанский блок структур и структуры дна Тихого океана. Средние значения (8,0 км/сек) характеризуют платформенные и многие другие структуры. Во всех указанных областях отмечаются локальные колебания рассматриваемого геофизического параметра. Все это указывает на латеральные плотностные неоднородности вещества верхней мантии.

Верхняя мантия, подобно земной коре, обладает субгоризонтальной расслоенностью и, по-видимому, слоисто-блоковым строением. Такая ее характеристика может быть распространена до глубин порядка 100—200 км.

На глубинах порядка 120—180 км и местами глубже фиксируется кровля высокопроводящего слоя, который по уровню глубин близко соответствует астеносферному слою в районах платформ. В пределах горно-складчатых сооружений и островных дуг астеносферные слои располагаются на разных глубинах, свидетельствуя о различной разогретости глубинных недр под ними.

Ксенолиты из кимберлитовых и других трубок показывают, что верхняя мантия до глубин порядка 150—200 км под Сибирской платформой главным образом сложена пироповыми и шпинелевыми перидотитами, шпинелевыми пироксенитами и эклогитами. В районах горно-складчатых сооружений пока отмечены только шпинелевые пироксениты, перидотиты и эклогиты, что, возможно, связано с латеральными различиями состава мантийного вещества.

Соответствия приповерхностных геологических структур и глубинных структур коры, установленных по геофизическим данным, выражаются как различными соотношениями форм рельефа фундамента осадочных толщ (антиклинорных и синклинорных структур) и поверхности М, так и очертаниями сейсмических границ внутри коры и в верхней мантии.

Формы рельефа поверхности М местами отражают участие всей толщи коры в тектонических деформациях (изгибы этой поверхности, согласные с очертаниями крупных поднятий и седиментационных депрессий). Местами они свидетельствуют о перемещении поверхности М вверх по разрезу коры, например, под структурами авлакогенного и рифтового типа и, возможно, под некоторыми краевыми и другими прогибами. В ряде мест они не связаны с конкретными геологическими структурами. Последнее явление на платформах имеет региональное распространение и сопровождается общим выравниванием поверхности М. Явление регионального выравнивания поверхности М развито неравномерно, в результате чего, например, на платформах остались глубокие прогибы типа «корней» гор без горных возвышенностей на ними (Украинский массив и др.).

Особые формы структурных отношений характеризуют поверхность М в районе островных дуг.

Все это свидетельствует о сложных и неоднородных процессах формирования рельефа подошвы коры, где, помимо разного рода тектонических перемещений, важную роль играли процессы фазовых преобразований, возникавшие локально или регионально, вероятно, в связи с изменениями величины теплового потока, и, соответственно, неравномерного разогревания глубинных недр.

Внутренняя структура консолидированного комплекса коры не остается постоянной. Выделяются крупные синклинорные структуры — типа Тагило-Магнитогорского синклинория, характеризующиеся большой мощностью базальтового слоя, структуры типа Токрауского синклинория в Центральном Казахстане, где значительно развит в разрезе коры гранитный слой и т. д. Формирование этих и других крупных элементов геологической структуры имеет длительную историю развития, скорее всего охватывающую несколько геологических циклов.

Мощность коры в районах распространения архейских образований на Европейской платформе значительно меньше мощности коры в районах, где развит нижний протерозой, что, вероятно, связано с более значительной глубиной эрозионного среза в пределах выходов раннего докембрия. Неодинаков эрозионный размыв гранитного слоя и в пределах структур более молодого возраста, максимальная глубина эрозионного среза которых едва ли может быть больше 15—20 км.

Важным фактором различия крупных тектонических блоков является средняя мощность консолидированной коры. Так, платформы по средним значениям мощности консолидированной толщи (30—35 км) резко обособля-

ются от горно-складчатых сооружений палеозойского и альпийского возраста (40—50 км и местами более). Мезозоиды Дальнего Востока имеют средние значения мощности консолидированной толщи примерно такие же, как и на платформах (35—38 км), а в антиклинорных структурах кайнозоид Дальнего Востока они не столь значительны, как у альпийских (соответственно, 40 км и менее, и более 50 км). Все это указывает на различия условий формирования коры не только отдельных тектонических структур, но и крупных тектонических блоков (геоблоков).

Мощности консолидированной толщи зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану и шельфовой зоны северных морей в целом значительно ниже средних для континентальных структур (25 км и менее). Еще меньшими значениями мощности обладают консолидированная толща коры глубоководных впадин окраинных и внутренних морей (не более 10—12 км), Тихого океана и Северного Ледовитого океана. Это свидетельствует о принципиальных отличиях формирования коры континента и его окраин.

Особое место в строении коры занимают так называемые «корни» гор. Полное развитие они получают только под мегантиклинориями Большого Кавказа и Альп. Под горно-складчатыми сооружениями кайнозоид и мезозоид Дальнего Востока они слабо выражены. Также мало рельефны они и под горно-складчатыми сооружениями палеозойского и байкальского возраста. Горно-складчатые сооружения Тянь-Шаня, как и складчатые комплексы Центрального Казахстана, расположены в пределах единого очень слабо расчлененного погружения поверхности М, которое, вероятно, связано с общим планетарным утолщением коры (Центрально-Азиатский максимум).

Под нижнепротерозойскими складчатыми комплексами на древних щитах установлены образования типа «корней» гор без гор над ними. Копетдаг и Курильская островная гряда являются примерами «бескорневых» молодых горных сооружений. В целом корреляция высоты горных сооружений и глубин «корней» гор либо выражена очень слабо, либо полностью отсутствует. Связь «корней» гор со складчатой структурой позволяет рассматривать их в качестве образований, сформированных в геосинклинальный этап развития.

Возникновение «корней» гор вызвано не столько условиями роста гор, сколько особенностями геосинклинального развития, которое привело к разрастанию мощности коры, возможно, за счет изменения подкорового вещества или подтока легких масс из верхней мантии. Послегеосинклинальные этапы развития складчатых сооружений, по-видимому, полностью или частично связаны с уничтожением «корней» гор под влиянием фазовых превращений в глубинных недрах. Уменьшение температур в глубинных недрах возможно определило длительную консервацию «корней» гор на древних щитах и, вероятно, в других районах древних складчатостей.

По сейсмическим и отчасти гравиметрическим данным выделяется несколько категорий разломов, различающихся по глубине заложения. Одна из них включает разломы, не выходящие за пределы гранитного слоя. С этими разломами связано формирование складчатых систем и, вероятно, крупных интрузий. Другая группа разломов проникает в пределы базальтового слоя, но не затрагивает поверхности М. Третья группа разломов нарушает поверхность М и по отношению к ней является эпигенетичной. Размеры смещений поверхности М нередко достигают нескольких километров. Обычно такие крупные смещения затухают по направлению к земной поверхности.

Кроме того, известны разломы, нарушающие только поверхность М и не отражающиеся в расположении более высоких границ в коре. Наконец, имеется категория разломов, глубоко проникающих в верхнюю мантию (по профильным сейсмологическим наблюдениям до 200—250 км на древних щитах и до 100—120 км в районах фанерозойских складчатостей). Устанавливается также категория сверхглубинных разломов (с глубиной заложения до 700 км и, возможно, более), которые контролируют положение островных дуг. К категории сверхглубинных разломов, по-видимому, принадлежат гипотетические разломы, контролирующие положение вулканогенных поясов на Дальнем Востоке,

в Центральном Казахстане и других районах. По сейсмическим данным также намечаются разломы, вероятно, определившие положение складчатых систем (Украинский массив и др.).

Выделяемые по сейсмическим и гравиметрическим данным глубинные разломы, нарушающие верхнюю мантию, характерны как для континентальных, так и для океанических структур. Глубинные разломы доказывают активное влияние подкорового субстрата на формирование структуры коры и, в частности, нарушение ее слоистого строения, что и определило слоисто-блоковое строение коры.

Далеко не все глубинные разломы имеют магмо- или рудо-контролирующее значение. Многие из них возникли и развивались уже после формирования складчатой структуры в геосинклинальных областях. Ряд глубинных разломов возник в платформенную стадию развития структур. Такие разломы рассекают осадочный чехол. Наиболее крупные глубинные разломы имеют большую протяженность (многие сотни километров) и обычно четко выражены в аномалиях потенциальных геофизических полей.

Глубинные разломы, судя по сейсмическим данным, имеют крутое, близкое к вертикальному падение. Лишь в верхних частях коры складчатых систем Карпат, Урала, частью Центрального Казахстана и в гораздо меньшей мере в районах распространения докембрийских кристаллических толщ отмечаются пологие тектонические разрывы, что связано не только с несовершенством существующих сейсмических методов исследования глубинных недр, но и с очевидной приуроченностью пологих тектонических разрывов лишь к верхним частям коры.

Сопоставление особенностей строения глубинных недр, устанавливаемых по геофизическим данным, с размещением минерагенических зон и провинций показало, что рудная провинция дальневосточных островных дуг (Курильские острова и Камчатка) определяется их положением на резком перегибе основания коры и наличием здесь глубинных разломов. По-видимому, той же особенностью обладает золотоносный пояс Северо-Востока СССР, а равно и зона мезозойских и палеозойских полиметаллических месторождений северных склонов Большого Кавказа. Все они различаются мощностями слоев коры. Это, возможно, нашло отражение и в составе рудной минерализации.

Для палеозойских складчатых систем, где рельеф поверхности М расчленен незначительно, по-видимому, важное значение для размещения оруденения имеют различия мощностей слоев коры. Так, зеленокаменная полоса Уральской складчатой системы, несущая платиновое, хромитовое, медноколчеданное оруденение, отличается значительным разрастанием мощности базальтового слоя и сокращением мощности гранитного слоя. Теми же признаками обладает и Печенгский никеленосный рудный узел. Наряду с этим районы медно-порфирового, золотого и другого оруденения Центрального Казахстана и Узбекистана тяготеют к участкам коры с увеличенной мощностью гранитного слоя.

Наиболее крупные глубинные разломы, фиксируемые по геофизическим данным, часто определяют положение структурных зон и магматических формаций. Однако они имеют лишь косвенное влияние на размещение оруденения. Для локализации руд большое значение имеют глубинные разломы второго и третьего порядков. Эти рудоконтролирующие разломы обычно не выходят за пределы гранитного слоя.

Распределение нефтегазоносных провинций в значительной мере связано не только с региональными тектоническими условиями, но и с распределением мощностей консолидированной коры. При этом намечаются связи между зонами крупной региональной концентрации углеводородов в осадочном чехле и сокращенными мощностями коры континентального типа.

Абакелия М. С. О глубинном строении Кавказа.— В кн.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971, с. 178—182.

Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, «Наука», 1972, 391 с.

Авдулов М. В. Строение земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований.— «Геотектоника», 1969, № 2, с. 119—123.

Авчян Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Недра», 1972, 114 с.

Акопян Ц. Г. Магнитное поле Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа.— В кн.: «Методика, техника и результаты геофизической разведки». М., «Недра», 1967, с. 347—350.

Аксенович Г. И. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Каспийского моря. М., изд-во АН СССР, 1962, 152 с.

Алексеев А. С. и др. Результаты изучения горизонтальных неоднородностей верхней мантии по профилю Памир—Байкал.— В кн.: «Математические проблемы геофизики», вып. 2, Новосибирск, «Наука», 1971, с. 143—165.

Али-Заде А. А. и др. Глубинное строение земной коры Азербайджана и прилегающих акваторий Каспийского моря.— Изв. АН АзССР, серия Науки о Земле, 1968, № 6, с. 3—11.

Амурский Г. И. и др. Глубинное строение земной коры Копет-Дага.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, вып. 6, 1968, с. 5—15.

Амурский Г. И., Васильев В. Г., Габриелянц Г. А. Региональная структура запада Средней Азии.— В кн.: «Сырьевая база развития газовой промышленности Средней Азии». Л., «Недра», 1970, с. 6—98.

Ананьева Е. М. и др. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и результаты геофизических исследований.— В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968, с. 55—68.

Антоненко А. Н., Дубровин Г. К. Разрез земной коры в северном Казахстане.— «Советская геология», 1968, № 11, с. 127—132.

Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966, 138 с.

Артюшков Е. В. Слой пониженной скорости в верхней мантии Земли и связанные с ним явления.— Бюлл. МОИП, т. 42, вып. 5, с. 6—12.

Архангельский А. Д. и др. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4, с. 3—12.

Афанасьев Г. Д. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретации в отношении состава и строения земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, с. 1—19.

Ахмеджанов М. А., Борисов О. А. Основные черты строения и развития Срединного и Южного Тянь-Шаня.— Узбекский геологический журнал, 1972, № 4, с. 7—12.

Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры Грузии. Тбилиси, изд-во АН ГССР, 1967, 122 с.

Балакина Л. М. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очага землетрясений. М., «Наука», 1972, 192 с.

Бархатов Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Л., изд-во ЛГУ, 1971, 120 с.

Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., «Наука», 1967, 202 с.

Бекжанов Г. Р. и др. Глубинное строение района Успенской зоны по геофизическим данным.— В кн.: «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 5, Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 75—149.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 122 с.

Белоусов В. В. О связях глубинных процессов с поверхностными.— В кн.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971, с. 11—13.

Белоусов В. В. Об основных закономерностях развития континентов.— Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1972, № 7, с. 67—79.

Белый В. Ф. и др. Тектоника Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 33, Магадан, 1969, с. 3—18.

Беляев И. В. и др. Аномальное магнитное поле Северо-Востока СССР.— В кн.: «Тектоника Сибири», т. IV, М., «Наука», 1970, с. 42—45.

Беляевский Н. А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным).— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, вып. 2, 1969, с. 24—43.

Беляевский Н. А. Карта верхней мантии территории СССР.— Тр. X сессии Генеральной ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии, т. 2, М., АН СССР, Советский геофиз. комитет, 1970, с. 217—253.

Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С. Глубинное строение территории СССР.— «Советская геология», 1967, № 11, с. 56—84.

Беляевский Н. А., Борисов А. А., Круглякова Г. И. О строении земной коры и верхней мантии в свете магнитометрических исследований.— В кн.: «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». М., «Наука», 1970, с. 98—104.

Беляевский Н. А. и др. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 80—92.

Беляевский Н. А., Борисов А. А., Федынский В. В. Глубинное строение земной коры СССР.— «Природа», 1972, № 4, с. 32—43.

Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябой В. З. Сейсмическая расслоенность земной коры и верхней мантии.— В кн.: «Природа сейсмических границ и слоев в земной коре». М., «Наука», 1971_1, с. 6—31.

Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябой В. З. Средние скорости в земной коре СССР.— Докл. АН СССР, т. 198, № 2, 1971_2, с. 164—168.

Беляевский Н. А., Родников А. Г. Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей.— Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 45, вып. 1, 1971, с. 5—24 и вып. 2, 1971, с. 17—34.

Беляевский Н. А., Рябой В. З. Скорости продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича.— Докл. АН СССР, т. 186, № 2, 1969, с. 309—312.

Беляевский Н. А., Федынский В. В. Изучение глубин Земли и сверхглубокое бурение.— «Советская геология», 1961, № 12, с. 55—77.

Бердичевский М. Н. и др. Геоэлектрическая характеристика земной коры и верхней мантии в Туркмении.— Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1970, № 11, с. 86—91.

Береснев А. Ф. и др. Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии зоны Тихого океана.— В кн.: «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». М., «Наука», 1970, с. 50—61.

Берсенев И. И. История геологического развития Приморского края и Японского моря в мезозое и кайнозое. Автореф. докторск. диссерт. М., Тихоокеанск. отд. Ин-та океанологии АН СССР, 1970, 40 с.

Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука», 1973, 364 с.

Бобриевич А. П. К познанию вещественного состава ультрабазитового слоя Земли на основании включений пиропсодержащих ультраосновных пород в кимберлитах.— Геология и геофизика», 1968, № 3, с. 99—113.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. — Бюлл. МОИП, т. 40, вып. 5, 1965, с. 40—68, вып. 6, 1965, с. 8—42.

Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— «Геотектоника», 1969, № 3, с. 3—16.

Борисов А. А. Глубинная структура СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967, 303 с.

Будянский Ю. А., Суворов А. А. Некоторые особенности сейсмического волнового поля и их связь с глубинным строением Сахалина.— Тр. САХКНИИ, вып. 24, Южно-Сахалинск, 1970, с. 68—79.

Булин Н. К. О мощности земной коры на Памире.— Докл. АН СССР, т. 204, № 1, 1972, с. 167—170.

Булин Н. К. Современные напряжения в горных породах по данным измерений в подземных выработках СССР.— «Геология и геофизика», 1972, № 8, с. 56—66.

Булин Н. К. и др. Глубинное строение территории Юго-Западного Алтая по сейсмологическим данным.— «Советская геология», 1969, № 4, с. 97—109.

Булин Н. К. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным.— «Советская геология», 1972, № 10, с. 134—139.

Булина Л. В., Спижарский Т. Н. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы.— В кн.: «Тектоника Сибири», т. III, М., «Наука», 1970, с. 54—60.

Вальбе С. П. и др. Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области.— «Геотектоника», 1970, № 8, с. 105—116.

Ваньян Л. Л. и др. Природа аномалий геомагнитных вариаций в Якутии.— Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1970, № 6, с. 96—100.

Ващилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Интерпретация гравитационного поля в области Охотского моря и Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1968, № 2, с. 55—62.

Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны — Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1965, № 9, с. 3—16.

Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле.— «Геохимия», 1962, № 3, с. 269—270.

Воларович М. П. и др. О связи между скоростью продольных волн и плотностью горных пород при высоких всесторонних давлениях.— Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1967, № 5, с. 14—20.

Вольвовский И. С. Сейсмические параметры и структура земной коры СССР. М., «Недра», 1973, 208 с.

Вольвовский И. С. и др. Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1966, 287 с.

Вопросы сейсмичности Сибири. Часть 1. Строение земной коры и верхней мантии, динамика сейсмических волн. Новосибирск, «Наука», 1972, 145 с.

Вотах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука», 1968, 138 с.

Вулканизм и глубинное строение земли. М., «Наука», 1966, 120 с.

Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийского сегмента Альпийской складчатой области.— Изв. АН АрмССР, серия «Науки о Земле», 1970, № 11, с. 11—41.

Гагельганц А. А. и др. Строение земной коры Центральной части Каспийского моря по данным глубинного сейсмического зондирования.— Докл. АН СССР, т. 123, № 3, 1958, с. 520—522.

Гаджиев Р. М. Глубинное строение Азербайджана. Баку, «Азернешр», 1965, 200 с.

Гайнанов А. Г. и др. Некоторые результаты комплексной интерпретации геофизических данных Курило-Камчатской переходной зоны.— Тр. 1-ой Всес. конф. по итогам МГГ. М., изд-во АН СССР, 1967.

Гайнанов А. Г. и др. Изостазия и структура земной коры Охотского региона. Геофизический бюллетень Междувед. Геофиз. Комитета, АН СССР, № 22, М., «Наука», 1971, с. 37—43.

Галкин И. Н. Построение сейсмической модели земной коры. М., «Наука», 1972, 124 с.

Галкин И. Н., Николаев А. В. Опыт исследования мутности земной коры и верха мантии по амплитудам преломленных волн.— Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1968, № 7, с. 36—47.

Гальперин Е. И. и др. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., изд-во АН СССР, 1958, 362 с.

Гамбурцев Г. А. Избранные труды. М., «Наука», 1960, 461 с.

Гамбурцев Г. А. Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования.— Докл. АН СССР, т. 105, № 1, 1955, с. 83—86.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — «Геотектоника», 1966, № 3, с. 3—14.

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972, 300 с.

Гаркаленко И. А., Белокуров В. С. Глубинное строение Черноморской впадины.— «Геологический журнал», т. 31, вып. 6, 1971, с. 33—41.

Гаркаленко И. А., Бородулин М. И. Глубинная тектоника Донецкого бассейна (по материалам геофизических работ).— «Геофизический сборник АН УССР», 1972, № 48, с. 80—89.

Гаркаленко И. А. и др. Региональные глубинные сейсмические исследования на акватории Азовского моря.— «Геофизический сборник АН УССР», 1971, № 41, с. 3—15.

Гафаров Р. А. О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 8, с. 3—14.

Гейко В. С., Ливанова Л. П., Чекунов А. В. Совместное использование рефрагированных и отраженных волн для определения скоростного разреза земной коры Закарпатья.— В кн.: «Геофизические исследования на Украине». Киев, «Техника», 1970, с. 12—24.

Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1967, 514 с.

Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, Вост.-Сиб. книжное изд-во, 1972, 148 с.

Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Наука», 1968, 253 с.

Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1965, 140 с.

Геологическое строение СССР, т. 2. Тектоника. М., «Недра», 1968, 536 с.

Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 76, М., «Недра», 1971, 207 с.

Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968, 285 с.

Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Тр. САХКНИИ, вып. 25, Ново-Александровск, 1970, 188 с.

Геология и глубинное строение Восточной части Балтийского щита, Л., «Наука», 1968, 196 с.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 5. Алма-Ата, «Наука», 1969, 167 с.

Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., «Недра», 1969, 510 с.

Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата, «Казахстан», 1968, 392 с.

Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Тр. САХКНИИ, вып. 24, Южно-Сахалинск, 1970, 283 с.

Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1969, 284 с.

Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. М., «Наука», 1967, 162 с.

Геофизические методы при тектоническом и прогнозно-металлогеническом районировании рудных регионов СССР. Тр. ВИРГ, вып. 12, Л., «Недра», 1971, 264 с.

Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 5, Л., 1968, 268 с.; вып. 6, 1971, 134 с.; вып. 7, 1972, 131 с.

Гилярова М. А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., Изд-во ЛГУ, 1972, 218 с.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, 495 с.

Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, «Наука», 1973, 254 с.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., «Наука», 1971, 284 с.

Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, 126 с.

Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, «ФАН», 1971, 274 с.

Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1968, 158 с.

Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966, 163 с.

Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, 384 с.

Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968, 264 с.

Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение по геофизическим данным. М., «Недра», 1969, 252 с.

Головин И. В. Региональные геофизические данные при тектоническом и металлогеническом районировании Балтийского щита.— В кн.: «Геофизические методы при тектоническом и прогнозно-металлогеническом районировании рудных регионов». Л., «Недра», 1971, с. 129—137.

Головинский В. И., Маловицкий Я. П., Милашин А. П. Некоторые данные о геологическом строении зоны сочленения Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа.— Сб. «Морская геология и геофизика», вып. 1, Рига, «Зинатне», 1970, с. 95—98.

Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1972, 157 с.

Городницкая В. А., Деменицкая Р. М. Модель земной коры.— «Геофизические методы разведки в Арктике», вып. 5, Л., 1968, с. 47—63.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги, М., «Наука», 1967, 287 с.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1965, 235 с.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, 335 с.

Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963, 127 с.

Давыдова Н. И., Шварц Я. Б., Ярошевская Г. А. Волновая картина при глубинном сейсмическом зондировании на профиле Магадан—Колыма.— В кн.: «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 123—144.

Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Яскевич В. И. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее истории.— В кн.: «Тектоника Сибири», т. III. М., «Наука», 1970, с. 180—187.

Дедеев В. А. Методика изучения внутренней структуры фундамента платформ. Л., «Наука», 1972, 158 с.

Деменицкая Р. М. Кора и верхняя мантия Земли. М., «Недра», 1967, 280 с.

Дергачев А. А., Крылов С. В. К использованию упругих волн промышленных взрывов при глубинных сейсмических исследованиях.— «Геология и геофизика», 1968, № 11, с. 91—98.

Дортман Н. Б., Жданов В. В. Петрофизические изменения в процессе метаморфизма горных пород.— В кн.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971, с. 333—338.

Дружинин В. С. и др. Строение земной коры и верхов мантии по профилю Ижевск—Ишим—Ханты-Мансийск—Енисейск—Братск.— В кн.: «Проблемы строения земной коры и верхней мантии», М., «Наука», 1970, с. 125—130.

Егоркин А. В., Астафьева М. И., Абрамсон Р. И. Глубинное строение Юго-Западного Гиссара по данным региональных сейсмических исследований. «Советская геология», 1965, № 6, с. 149—152.

Есиков Н. П. и др. Строение земной коры Кузнецкой впадины, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории.— В кн.: «Земная кора складчатых областей юга Сибири». Новосибирск, «Наука», 1969, с. 89—101.

Жалковский Н. Д., Цибульчик Г. М., Цибульчик И. Д. Годографы сейсмических волн и мощность земной коры Алтае-Саянской складчатой области по данным регистрации промышленных взрывов и местных землетрясений.— «Геология и геофизика», 1965, № 1, с. 173—179.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное геолого-петрологическое строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966, 66 с.

Зандер В. Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. М., «Недра», 1967, 124 с.

Запольнов А. К. Тектоника Большеземельской тундры. Л., «Наука», 1971, 120 с.

Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии.— Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 5, Душанбе, 1962, 142 с.

Зверев С. М., Мерклин Л. Р. Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба.— «Геотектоника», 1966, № 5, с. 58—65.

Земная кора Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1967, 184 с.

Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей, М., «Наука», 1972, 240 с.

Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, «Наука», вып. 1, 1969, 308 с.; вып. 2, 1971, 204 с.

Зиньковский В. Е., Чамо С. С. Глубинное строение Пачелмского прогиба (по данным глубинного сейсмического зондирования).— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 3, 1971, с. 40—66.

Зунунов Ф. Х. и др. Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами. Ташкент, «Фан», 1973, 192 с.

Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971, 168 с.

Иванов И. П. Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов. М., 1970, 248 с.

Иванов С. Н. и др. Природа Уральской геосинклинали.— Докл. АН СССР, т. 206, № 5, 1972, с. 1177—1180.

К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Ташкент, «Фан», 1969, 232 с.

Каратаев Г. И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, «Наука», 1966, 135 с.

Изостазия. М., «Наука», 1973, 164 с.

Киселева Л. Г. О природе сейсмических волн в зоне Ханкайского массива (по данным ГСЗ).— «Геология и геофизика», 1972, № 5, с. 96—106.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды Юго-Востока Сибири. М., «Наука», 1970, 144 с.

Клушин И. Г., Шустова Л. Е. О соотношении аномалий силы тяжести с металлогенией кристаллических щитов.— В кн.: «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968, с. 173—178.

Кнауф В. И., Лобанченко А. Н., Маринченко Г. Г. Опыт анализа взаимоотношения геофизических полей и региональных геологических структур Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 143—148.

Князев В. С. и др. Фундамент Туранской плиты, его состав, структура и история развития. М., «Недра», 1969, 236 с.

Ковальский В. В., Никитов К. Н., Егоров О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., «Наука», 1969, 288 с.

Ковылин В. И. Результаты сейсмических исследований западной части глубоководной котловины Японского моря.— «Океанология», 1966, № 6, с. 294—305.

Ковылин В. М., Карп Б. Я., Шаяхметов Р. Б. Строение земной коры и осадочной толщи Японского моря по сейсмическим данным.— Докл. АН СССР, т. 168, № 5, 1966, с. 1048—1060.

Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, 229 с.

Косминская И. П. Прикомандорские участки Берингова моря и Тихого океана. В кн.: «Строение земной коры в области перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту». М., «Наука», 1964, с. 264—273.

Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1968, 228 с.

Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 10, с. 1162—1180.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969, 616 с.

Краснопевцева Г. В. К вопросу о глубинном строении Закавказья.— «Советская геология», 1966, № 3, с. 159—163.

Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. В., Попов Е. А. Геофизические исследования на региональном профиле ГСЗ Волгоград—Нахичевань.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 12, с. 43—51.

Краснопевцева Г. В., Матушкин В. А., Шевченко В. И. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное—Бакуриани на Кавказе.— «Советская геология», 1970, № 8, с. 111—120.

Красный Л. И. и др. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966, 516 с.

Красный Л. И. Геоблоки.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 103—120.

Красный М. Л. Аномальное магнитное поле Японского моря.— Докл. АН СССР, т. 190, № 2, 1970, с. 413—416.

Кратц К. О. Некоторые общие выводы о развитии земной коры юго-восточной части Фенно-Карельского поднятия в древнем докембрии.— В кн.: «Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии». Л., «Наука», 1969, с. 216—218.

Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— «Советская геология», 1962, № 11, с. 36—39.

Кропоткин П. Н. и др. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., «Наука», 1971, 322 с.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965, 366 с.

Кругликова Г. И. Анализ пространственного распределения магнитного поля при изучении строения земной коры и верхов мантии.— «Морская геология и геофизика», вып. 1, Рига, «Зинатне», 1970, с. 85—91.

Крутиховская В. А. Глубинные строения и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1971, 207 с.

Крылов С. В. и др. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области. — «Геология и геофизика», 1968, № 4, с. 3—12.

Крылов С. В., Мишенькин В. П., Крупская Г. В. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону.— «Геология и геофизика», 1970, № 1, с. 84—91.

Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука», 1969, 106 с.

Кузин И. П. Скорости волн P и S в верхней мантии Камчатки.— Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1973, № 2, с. 3—16.

Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности.— Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 1-М., «Недра», 1968, 561 с.

Кулинич Р. Г., Толмачева Л. С., Жуковская А. В. Элементы тектоники Ханкайского массива по геофизическим данным.— «Геология и геофизика», 1967, № 1, с. 44—51.

Кунин Н. Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М., «Недра», 1972, 270 с.

Кунин Н. Я., Иванов А. П., Шацилов В. И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования.— Бюлл. МОИП, отд., геол., вып. 5, 1970, с. 53—66.

Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, «Наукова думка», 1971, 140 с.

Ладынин А. В. Строение земной коры Забайкалья по гравиметрическим данным.— В кн.: «Земная кора складчатых областей юга Сибири». Новосибирск, «Наука», 1969, с. 102—115.

Лебедев Т. С. и др. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев. «Наукова думка», 1972, 184 с.

Летавин А. И. Основные черты строения палеозойского фундамента западной части Туранской плиты.— В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ». М., «Наука», 1970, с. 12—27.

Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов земной коры различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова. В кн.: «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968, с. 185—191.

Лишневский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным.— В кн.: «Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке». М., «Наука», 1969, с. 75—87.

Лишневский Э. Н., Елисеева И. С., Богомазова Т. А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным.— «Советская геология», 1968, № 7, с. 17—24.

Лукк А. А., Нерсесов И. Л., Чепкунас Л. С. Методика выделения слоя пониженной скорости в коре и мантии Земли.— Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1970, № 2, с. 15—20.

Лутц Б. Г. и др. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций глубинных пород, скорости распространения в них упругих волн.— В кн.: «Природа сейсмических границ и слоев в земной коре». М., «Наука», 1971, с. 66—67.

Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным.— Изв. вузов, «Геология и разведка», 1965, № 12, с. 3—14.

Люстих Б. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М., изд-во АН СССР, 1957, 190 с.

Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли.— Тр. IV Всес. петрогр. совещ., ч. I, М., «Наука», 1972, 233 с.

Магнито-теллурические методы и изучение строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1968, 265 с.

Магницкий В. А., Жарков В. А. Природа слоев с пониженной скоростью в вязкой мантии.— В кн.: «Проблемы строения земной коры и верхней мантии», М., «Наука», 1970, с. 197—212.

Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли.— М., «Наука», 1968, 29 с.

Магницкий В. А., Калашникова И. В. Проблема фазовых переходов в верхней мантии и ее связь с развитием земной коры.— В кн.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971, с. 183—191.

Маловицкий Я. П. История геотектонического развития впадины Каспийского моря.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 10, с. 103—112.

Маловицкий Я. П. и др. Новые данные об аномальном магнитном поле Черноморской впадины.— Докл. АН СССР, т. 201, № 1, 1971, с. 72—74.

Маракушев А. А. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграций щелочей в земной коре.— В кн.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971, с. 207—217.

Марков М. С. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967, 222 с.

Мастюлин Л. А. Структура гранитного слоя Забайкалья по геофизическим данным.— Изв. Забайкальского филиала Географического об-ва СССР, т. 3, вып. 2, 1967, с. 3—22.

Мастюлин Л. А. Раннедокембрийские структуры Забайкалья, Прибайкалья и южной окраины Сибирской платформы.— «Геология и геофизика», 1972, № 10, с. 71—78.

Матушкин Б. А. О природе региональных магнитных аномалий Кавказа и запада Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия Физика Земли, 1969, № 6, с. 89—92.

Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, 313 с.

Мелькановицкий И. М. и др. Особенности строения земной коры Средней Азии по данным гравиметрических исследований.— Докл. АН Узб. ССР, 1967, № 2, с. 45—47.

Меньшиков В. С. Использование материалов аэромагнитной съемки для изучения строения земной коры юго-восточного Забайкалья.— В кн.: «Геология и полезные ископаемые Забайкалья». Чита, 1967, с. 67—68.

Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. М., «Недра», 1969, 278 с.

Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1972, 264 с.

Методика, техника и результаты геофизической разведки. М., «Недра», 1967, 596 с.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., изд-во МГУ, 1963, 358 с.

Милашин А. П. О некоторых особенностях глубинного строения Черного моря по сравнению с другими морями Альпийской складчатой области.— В кн.: «Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР», вып. 2, Изд-во Киевск. ун-та, 1968, с. 87—90.

Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969, 98 с.

Моисеенко Ф. С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, «Наука», 1971, 206 с.

Моисеенко Ф. С., Павлов Ю. А. Глубинное строение земной коры на юго-востоке Центрального Казахстана.— «Геология и геофизика», 1964, № 4, с. 57—72.

Мокшанцев К. Б. и др. Тектоническая карта Якутской АССР. Якутск, 1971, 164 с.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 10, с. 3—11.

Муратов М. В. и др. Строение складчатого основания Равнинного Крыма.— «Геотектоника», 1968, № 1, с. 54—69.

Наливкин Д. В. Геология СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, 813 с.

Наливкин В. Д., Шаблинская Н. В. Соотношение платформенных структур с глубинными массами в земной коре. В кн.: «Геологические результаты прикладной геофизики». М., «Наука», 1968, с. 30—36.

Неволин Н. В. Основные черты геологического строения фундамента Восточно-Европейской платформы.— В кн.: «Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами». М., «Недра», 1971, 118 с.

Некоторые вопросы физики Земли. Тбилиси, «Мецниераба», 1972, 224 с.

Непрочнова А. Ф. Изучение строения и скоростной характеристики осадочного слоя Черноморской впадины по данным ГСЗ.— Тр. Ин-та Океанологии, т. 87, М., «Наука», 1970, с. 58—68.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966, 306 с.

Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика.— Тр. СВКНИИ, вып. II, Магадан, 1964, с. 29—52.

Николаевский А. А. Глубинное строение Северо-Востока СССР по данным геофизических исследований.— Тр. СВКНИИ, вып. 30, Магадан, 1967, с. 131—149.

Николаевский А. А. Глубинное строение Охотско-Чаунского вулканогенного пояса.— В кн.: «Региональные геофизичекие исследования в Сибири». Новосибирск, «Наука», 1967, с. 137—148.

Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее образования. М., «Наука», 1968, 184 с.

Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н., Милай Т. А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. Тр. ВИРГ, № 12, Л., «Недра», 1971, с. 76—91.

Новоселов С. В. К вопросу о глубинном строении Саяно-Байкальской горной области по геофизическим данным.— В кн.: «Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири». Иркутск, Вост.-Сиб. книж. изд-во, 1971.

Огаринов И. С. Глубинная структура Южного Урала.— В сб.: «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 12». Уфа, Горно-геологич. ин-т, 1968, с. 5—29.

Одеков О. А. Орогенные структуры Каспийско-Копетдагского региона. Ашхабад, «Илым», 1971, 212 с.

Одеков О. А., Мурадов Ч., Ювшанов А. Строение земной коры основных структурных элементов Южного Туркменистана.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим, и геол. наук, 1972, № 4, с. 42—51.

Озноби хин Ю. В., Резвов И. В., Чекалев В. Ф. Некоторые результаты применения метода обменных волн землетрясений на севере Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 60, М., «Недра», 1972, с. 114—126.

Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, 368 с.

Павленкова Н. И. О слоях с пониженной скоростью в земной коре Украинского кристаллического щита. — «Геофизический сборник АН УССР, № 30, 1969, с. 27—36.

Павленкова Н. И., Пилипенко В. Н., Роман В. А. Методика составления скоростных разрезов земной коры. Киев, «Наукова думка», 1972, 214 с.

Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Строение земной коры Центральной части Восточного Саяна. — «Геология и геофизика», 1965, № 5, с. 59—64.

Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Магнитное поле Восточного Саяна и его связь с геологической структурой. — «Геология и геофизика», 1967, № 2, с. 92—102.

Павлов Ю. А. и др. Гравитационное поле Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны трансформированное в верхнее полупространство. — Тр. САХКНИИ, № 24, Южно-Сахалинск, 1970, с. 43—67.

Панасенко Г. Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л., «Наука», 1969, 184 с.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967, 144 с.

Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1972, 280 с.

Паффенгольц К. Н. Кавказ — Карпаты — Балканы (геолого-тектонические параллели). Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971, 170 с.

Пейве А. В. Движение земной коры и принцип унаследованности. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 3—12.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—22.

Пентилла Э. Строение земной коры в Финляндии по данным о скоростях распространения сейсмических волн. — Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1969, № 5, с. 17—23.

Перфильев А. С. Особенности тектоники Севера Урала. М., «Наука», 1968, 222 с.

Петрушевский Б. А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов. — Бюлл. МОИП, отд., геол., т. 44, вып. 1, 1970, с. 31—80.

Померанцева И. В. Природа волн, связанных с промежуточными границами раздела в кристаллической толще земной коры, и глубинное строение юго-востока Русской платформы. — «Прикладная геофизика», вып. 41, М., «Недра», 1965, с. 53—68.

Померанцева И. В., Марготьева М. В. Геологическая интерпретация глубинных сейсмических разломов земной коры и верхней мантии. — В кн.: «Глубинное строение Урала», М., «Наука», 1968, с. 163—173.

Померанцева И. В. и др. Результаты изучения строения земной коры и верхней мантии с помощью станций «Земля» в Азово-Кубанской впадине. — «Прикладная геофизика», вып. 55, М., «Недра», 1969, с. 70—83.

Портнягина В. И., Аргентов В. В. О связи гравитационного поля Ханкайского массива с его глубинным строением. — Тр. САХКНИИ, вып. 24, Южно-Сахалинск, 1970, с. 157—160.

Природа сейсмических границ и слоев в земной коре. М., «Наука», 1971, 132 с.

Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1971, 299 с.

Проблемы вулканизма. М., «Наука», 1964, 282 с.

Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, 362 с.

Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований. — В кн.: «Проблемы нефтегазоносности Сибири». Новосибирск, «Наука», 1971, с. 94—113.

Пустильников М. Р. и др. К вопросу о глубинном строении Западного Предкавказья. — «Советская геология», 1969, № 1, с. 31—37.

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972, 222 с.

Пятницкий В. К. Глубинное строение западной части Сибирской платформы по данным региональных геофизических исследований. — Тр. СНИГГИМС, вып. 80, М., «Недра», 1968, с. 11—20.

Раджабов М. М. Сейсмические исследования земной коры юго-восточного погружения Большого Кавказа. — В кн.: «Глубинное сейсмическое зондирование», Алма-Ата, «Наука», 1973, с. 203—210.

Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967, 216 с.

Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозоид Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968, 224 с.

Резанов И. А. Базальтовый слой земной коры. — «Советская геология», 1972, № 9, с. 15—25.

Резанов И. А., Шевченко В. И. Глубинное геологическое строение Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — Изв. вузов, «Геология и разведка», 1970, № 4, с. 49—59.

Ривош Л. А. Геомагнитная характеристика тектонических структур Востока СССР в области переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего. — «Геология и геофизика», 1964, № 5, с. 38—51.

Ризниченко Ю. В., Косминская Н. П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1963, с. 323—326.

Рикитаке Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. — В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир», 1970, с. 216—236.

Родников А. Г., Родникова Р. Д. Глубинное строение Японо-Сахалинской островной дуги. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 1, с. 24—34.

Розенфарб И. А. Тектоническое положение Салаира и особенности его глубинного строения. — В кн.: «Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области». Новокузнецк, 1971, с. 41—52.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химический состав земной коры. — В кн.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971, с. 192—208.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., изд-во АН СССР, 1962, 272 с.

Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. — Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 14, М., «Недра», 1969, 278 с.

Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970, 128 с.

Рябой В. З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю Копетдаг—Аральское море. — «Советская геология», 1966, № 5, с. 159—162.

Саваренский Е. Ф., Гласко В. Б., Гранит Я. Ш. Дисперсионные кривые волн Лява и Рэлея для двух- и трехслойной континентальной коры. — Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1965, № 4, с. 21—30.

Савинский К. А. Глубинное строение Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Недра», 1972.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, тома 1, 514 с. и 2, 699 с., М., «Недра», 1964 и 1967.

Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, 372 с.

Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. — В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8, М., «Наука», 1967, с. 55—78.

Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., «Наука», 1972, 124 с.

Сергеев К. Ф. О тектонической принадлежности и геологической истории Курильской островной дуги. Тр. САХКНИИ, вып. 25, Ново-Александровск, 1970, с. 125—133.

Симоненко Т. Н. Магнитное поле областей континентальной коры. — Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1972, № 9, с. 48—63.

Смирнов В. И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971, с. 245—253.

Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — «Геотектоника», 1967, № 6, с. 3—25.

Снеговский С. С. Об осадочных отложениях Южно-Охотской глубоководной впадины. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 1, с. 87—90.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.—«Геология и геофизика», 1972, № 12, с. 37—42.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Природа границы Мохоровичича и минеральный состав верхней мантии. — В кн.: «Природа сейсмических границ и слоев в земной коре». М., «Наука», 1971, с. 112—116.

Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала. — В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968, с. 28—37.

Соллогуб В. Б. Глубинные сейсмические исследования на Украине. — «Геофизический сборник» АН УССР, вып. 48, 1972, с. 3—9.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Результаты глубинного сейсмического зондирования. Украинская советская социалистическая республика. — В кн.: «Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев, «Наукова думка», 1971, с. 116—182.

Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской дуги. — «Советская геология», 1963, № 3, с. 113—123.

Соловьева Н. М. Карта аномального магнитного поля Сибирской платформы. Реф. сб. М., ВИЭМС, № 3, 1970, 42 с.

Сомин М. Л. О древнейших структурных комплексах Главного Кавказского хребта и смежных областей. — «Геотектоника», 1969, № 5, с. 17—28.

Состояние и задачи разведочной геофизики. М., «Недра», 1970, 544 с.

Строев П. А. и др. Измерение силы тяжести в Японском море. — Тр. Гос. Астроном. ин-та, т. 43, вып. 1, М., Изд-во МГУ, 1972, 116 с.

Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969, 140 с.

Строение западной части Черноморской впадины. М., «Наука», 1972, с. 244.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964, 308 с.

Строение земной коры Урала. — «Геофизический сборник», № 5, Свердловск, Уральск. фил. АН СССР, 1967, 76 с.

Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев, «Наукова думка», 1971, 286 с.

Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972, 120 с.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев. «Наукова думка», 1968, 174 с.

Суворов А. А. и др. Результаты сейсмического зондирования земной коры в северной части Японского моря. — «Геология и геофизика», 1968, № 9, с. 59—72.

Суворов А. А. и др. Изучение строения земной коры Южного Сахалина и прилегающих акваторий. — «Геология и геофизика», 1970, № 6, с. 104—111.

Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966, 123 с.

Таль-Вирский Б. Б. Тектоника и геофизические поля нефтегазоносных областей центральной части Средней Азии. М., МИНХиГП. Автореф. докторск. диссерт. 1972, 80 с.

Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным. — Докл. АН СССР, т. 176, № 3, 1967, с. 571—574.

Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. Ташкент, «Фан», 1971, 672 с.

Тектоника эопалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, 183 с.

Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Тезисы докладов. Вып. 1, 54 с. и вып. 2, 46 с. Южно-Сахалинск, 1972.

Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР, Л., «Недра», 1970, 304 с.

Тектоника Сибири, т. 3, 270 с. и т. 4, 224 с. Новосибирск, «Наука», 1970.

Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968, 229 с.

Трескова Ю. А., Киселева Л. Г., Гнибиденко Г. С. О строении земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по данным рекогносцировочного профиля ГСЗ Спасск—Тадуши). Тр. САХКНИИ, вып. 25, Ново-Александровск, 1970, с. 66—70.

Туезов И. К. Опыт использования промышленных взрывов для изучения строения земной коры в зоне перехода от Сибирской платформы к Таймырскому прогибу. — «Геология и геофизика», 1965, № 2, с. 123—127.

Туезов И. К. Сейсмические разрезы земной коры северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — «Геология и геофизика», 1970, № 3, с. 100—104.

Туезов И. К. Строение и геофизические поля в области восточно-азиатских окраинных морей и островных дуг. В кн.: «Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры». М., «Наука», 1972, с. 41—47.

Туезов И. К. и др. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — «Геотектоника», 1967, № 4, с. 95—101.

Туезов И. К. и др. Неоднородности земной коры и верхней мантии южной части советского сектора Тихоокеанского кольца в свете геолого-геофизических данных. — «Геология и геофизика», 1968, № 7, с. 72—81.

Уломов В. И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным взрывной сейсмологии. Ташкент. «Фан», 1966, 122 с.

Ушаков С. А., Фадеев В. Е. Об изменении вязких свойств коры и верхней мантии. В кн.: «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». М., «Наука», 1970, с. 213—217.

Федотов С. А. и др. Землетрясения и глубинное строение Юга Курильской островной дуги. М., «Наука», 1969, 212 с.

Федынский В. В. Разведочная геофизика. М., «Недра», 1967, 672 с.

Федынский В. В., Ризниченко Ю. В. Изучение земной коры. — Вестн. АН СССР, 1962, № 6, с. 86—89.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. — В кн.: «Байкальский рифт». М., «Наука», 1968, с. 40—68.

Фоменко К. Е. Глубинное строение Прикаспийской впадины по геолого-геофизическим данным. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 47, вып. 5, 1972, с. 103—111.

Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических работ. М., Гостоптехиздат, 1958, 244 с.

Фотиади Э. Э. Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического истолкования данных региональных геофизических исследований. — В кн.: «Проблемы общей и региональной геологии». Новосибирск, «Нука», 1971, с. 116—147.

Фотиади Э. Э., Туезов И. К. Глубинное строение северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического кольца (по геолого-геофизическим данным). — «Геология и геофизика», 1972, № 12, с. 6—22.

Хаин В. Е. Основные тенденции в развитии земной коры. — В кн.: «МГК XXIV сессия. Доклады советских геологов, проблема 3». М., «Наука», 1972, с. 125—131.

Халевин Н. И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным. — «Геотектоника», 1972, № 6, с. 65—78.

Хариков Б. А. Геофизические характеристики структуры земной коры юго-западной Туркмении. — В кн.: «Методика и результаты комплексных геофизических исследований». М., «Недра», 1969, с. 165—172.

Хоменко В. Г. Глибинна будова Закарпатского прогину. Киев, «Наукова думка», 1971, 230 с.

Хрычев Б. А. и др. Строение земной коры по профилю Темиртау—Куйбышев. — В кн.: «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968, с. 88—93.

Хрычев Б. А., Лысяков Л. М., Иванов А. П. Строение земной коры северной части Тургайского прогиба. — В кн.: «Геофизические исследования в Казахстане». Алма-Ата, «Казахстан», 1968, с. 38—42.

Цирульникова М. Я. и др. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн.: «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», Л., «Наука», 1968, с. 178—184.

Цырендоржиев Ц. Ц. Основные структурные элементы Западного Забайкалья в свете гравиметрических и магнитометрических данных. — В кн.: «Геология и металлогения Забайкалья». Улан-Удэ, Книжное изд-во, 1969, с. 73—87.

Чамо С. С. и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 5, 1971, с. 27—33.

Чекунов А. В. Строение земной коры и некоторые вопросы тектоники юга европейской части СССР. Киев. «Наукова думка», 1972, 174 с.

Чиков В. М. Обзор геологических результатов региональных аэромагнитных съемок на Северо-Востоке СССР, — В кн.: «Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке». Новосибирск, «Наука», 1967, с. 399—407.

Чиков Б. М., Юнов А. Ю., Беляев И. В. Строение акваторий Охотского моря и его соотношение со складчатыми комплексами побережий. — «Геология и геофизика», 1970, № 1, с. 57—68.

Шапошников К. К. Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным. — «Геология и геофизика», 1962, № 9, с. 100—105.

Шевченко В. И., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение западной части Кавказа, Крыма и прилегающих частей Черного моря. — Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 10, с. 3—13.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1969, 231 с.

Шенгелая Г. Ш. Строение земной коры в западной части бассейна р. Куры. Тбилиси, «Мецниераба», 1968, 177 с.

Шрайбман В. И. О неоднородности строения верхней мантии на Западе Средней Азии. — «Советская геология», 1968, № 8, с. 101—105.

Шрайбман В. И. Соотношение гравитирующих факторов запада Средней Азии. — В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований». М., «Недра», 1969, с. 97—101.

Штех Г. И. Рельеф кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы. — «Геология и геофизика», 1972, № 9, с. 65—70.

Штутин И. М. и др. Некоторые результаты изучения глубинного строения севера Иркутского амфитеатра со станциями «Земля». — «Геология и геофизика», 1970, № 10, с. 78—93.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968, с. 5—59.

Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., «Наука», 1973, 68 с.

Щербакова Б. Е. и др. Результаты изучения глубинного строения Юго-Восточного Прибайкалья с помощью станций «Земля»,—«Советская геология», 1969, № 6, с. 107—116.

Щербакова Б. Е. и др. Структура земной коры юго-востока Сибирской платформы и ее горного обрамления. — «Советская геология», 1970, № 9, с. 107—116.

Щукин Ю. К., Добрев Т. Б. Опыт комплексной интерпретации материалов геофизических исследований для изучения Карпато-Балканского сейсмического района. — В кн.: «Материалы Комиссии по изучению сейсмических зон методами разведочной геофизики». М., 1971, с. 15—18.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 5, с. 7—35.

Яриш М. С., Турчаненко Н. Т., Заяц Х. Б. Глубинное строение Карпат и сопредельных регионов по профилю Чоп-Рудки-Горохов—Луцк—Ворониха. — В кн.: «Геофизические исследования на Украине». Киев, «Техника», 1969, с. 101—106.

Ярош А. Я., Кассин Г. Г. Строение поверхности Мохоровичича восточных районов Русской платформы. Тр. Свердловского горн. ин-та, вып. 54, Свердловск, 1968, с. 21—30.

Абхазо-Рачинская зона 125, 126, 127
Авачинская группа вулканов 162, 236
Агинский антиклинорий 111, 112
Аджаро-Триалетская зона 139, 140
Айхал, трубка взрыва 234
Азовский блок 27
Азовское поднятие 60
Акбайтальский разлом 145, 146, 147
Алаид, вулкан 166
Алакульская впадина 82
Алданский мегаблок 40
Алданский разлом 145, 146, 147
Алданский щит 36, 37, 39, 40, 42, 68, 106, 108, 109, 110, 114, 196, 208, 253
Алдано-Анабарская складчатая область 37, 38
Алеутская островная дуга 148, 149, 201, 236
Алеутский глубоководный желоб 148, 160, 188, 201, 227
Алма-Атинская впадина 82
Алтае-Саянская металлогеническая провинция 242
Алтае-Саянская складчатая система 48, 67, 74, 75, 78, 80, 255
Альпийский пояс 120, 124, 136, 138, 144, 146, 190
Амударьинская (Мургабская) синеклиза, впадина 50, 51, 58, 181, 183, 188, 211, 215
Анабарский мегаблок 37, 39, 41
Анабарский массив 36, 37, 39, 42, 208, 209, 231, 246, 253
Анадырская депрессия 166
Анадырско-Сьюордский массив 160, 162
Ангаро-Ленская ступень 38
Ангарская синеклиза 38
Андрусово поднятие 132
Аникинский порог 109
Ануйско-Чуйский антиклинорий 77
Анучинское поднятие 150
Анюйско-Чукотская складчатая система 103, 105—108
Апшеронский порог 126, 129, 134—137
Араксинская группа впадин 139
Арзаканский блок 139
Араратская впадина 139, 141
Армянская зона 139—141
Арысский прогиб 54
Ассаке-Ауданский прогиб 51, 56
Атбашинский глубинный разлом 88, 89
Афгано-Таджикская депрессия 49, 50, 53, 57, 58, 88, 90, 145, 188
Ахтинский выступ 141
Байкало-Витимский синклинорий 69
Байкальская ветвь 109
Байкальская впадина 70, 72, 178
Байкальская рифтовая зона 67—71, 203, 217, 219, 225, 227, 255
Байкальская складчатая область 67, 68, 106, 108, 235
Байкальская складчатая система 68—72
Байкальское сводовое поднятие 70
Байодцорский синклинорий 139—141
Балтийская синеклиза 20, 25, 26, 225
Балтийский мегаблок 22
Балтийский щит 19, 21—25, 200, 205, 208, 212, 217, 219, 221, 225, 226, 229, 235, 244, 253
Балхашская впадина 82
Барановский, вулкан 235
Баргузино-Витимский синклинорий 69
Баренцевоморская платформа (плита) 23, 36, 94, 180, 182, 201, 202, 205
Барнаульско-Рубцовский массив 46, 47, 49
Батеневская зона 76
Батеневский антиклинорий 74, 75
Башкирский свод 202
Белозерский железорудный район 26, 29, 200, 201, 206, 247
Белозерский разлом 29
Беломорский массив 19, 22, 25, 34
Белорусский массив 23, 25, 29
Бельский прогиб 94
Береговский разлом 121, 122

Беринговоморская депрессия (впадина) 151, 201, 204, 205
Бетпакдала-Заилийская складчатая система 81
Бетпакдалинский антиклинорий 209
Бийхемская антиклинорная структура 76
Бирюсинский выступ 72, 73
Бодайбинский синклинорий 69
Большого Донбасса, впадина 185
Брестская впадина 20
Буорхайский (Усть-Янский) массив 106
Бургасская впадина 129
Буреинский массив 110—112
Буреинский прогиб 111
Бухаро-Хивинская зона ступеней 51, 57, 91
Валериановская зона (вулканогенный пояс) 52, 81, 84
Варненская впадина 133
Вахшский разлом 88
Венгерская (Паннонская) впадина 121
Верхне-Амурский синклинорий 110, 113
Верхне-Камская синеклиза (впадина) 20, 32, 33
Верхне-Камский авлакоген 20
Верхне-Камский щит 20
Верхне-Тазовская антеклиза 45
Верховецкий синклинорий 28, 30
Верхоянский антиклинорий 104—106, 108
Верхояно-Колымская металлогеническая провинция 243, 244, 248
Верхояно-Колымская складчатая система 103—108, 228
Верхояно-Чукотская складчатая область 103, 105, 150, 196, 200, 205
Вилюйская синеклиза 37, 38, 39, 42, 106, 108, 181, 208
Внешне-Курильский прогиб 167, 168
Волго-Камский щит 20
Волго-Уральская антеклиза 5, 7, 19, 21, 24, 32, 33, 35, 183, 188, 189, 205
Волыно-Подольская плита 122
Волынский блок 29
Воркутинский прогиб 94
Воронежский массив 19—21, 26—28, 30, 31, 59, 61, 64, 65, 122, 189, 205, 208, 218, 225
Восточно-Аральская впадина 51
Восточно-Азиатская вулканогенная зона 149
Восточно-Карельская синклинорная зона 24
Восточно-Камчатский антиклинорий 164, 165
Восточно-Камчатский синклинорий 164, 165
Восточно-Кубанская впадина 60, 65, 125
Восточно-Курильский прогиб 167, 168
Восточно-Сахалинский разлом 174
Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген (вулканогенный пояс) 117, 118, 148—150, 153, 156, 158, 201, 246
Восточно-Сихотэ-Алинский разлом 235
Восточно-Уральская (Центрально-Тургайская) зона разломов 51
Восточно-Уральский антиклинорий 46
Восточно-Уральский (Челябинско-Алапаевский) синклинорий 46, 99, 100
Восточно-Черноморский прогиб 133
Восточно-Черноморское поднятие 133
Восточный (Тетюхинский) синклинорий 117—119
Выборгский массив 25
Вывенский (Вывинкский) прогиб 161
Выргулат-Гутинская вулканогенная гряда 121
Галический прогиб 30
Гиссарский батолит 58, 91
Главный Каратауский разлом 83, 84, 85
Главный разлом Восточного Саяна 73
Главный Северный надвиг Донбасса 59
Главный Сихотэ-Алинский антиклинорий 115, 117—119
Главный структурный шов Малого Кавказа 139, 140
Главный Уральский разлом 95, 96
Городецко-Каверинская зона 21
Гудаутская банка 130, 132
Дарьялык-Дауданский прогиб 51
Даурская зона 248
Дерюгина, прогиб 152, 154, 182
Джагдинская антиклинорная зона 110
Джебашский антиклинорий 75
Джезказганская впадина 82—85, 200
Джелтулакский разлом 110
Джунгаро-Балхашская металлогеническая провинция 243
Джунгаро-Балхашская складчатая система 81, 82
Джунгарский антиклинорий 81, 86
Дзирульская глыба 130, 132, 134
Днепровско-Донецкая впадина 18, 20, 21, 26—28, 30, 31, 32, 42, 51
Днепровско-Донецкий авлакоген 20, 26, 29—32, 122, 178, 182, 183, 188, 191, 200, 202, 205, 206, 208
Донецкий кряж 30, 51, 59, 60, 63—65, 78, 200, 208, 217, 218, 246
Европейская платформа 17, 18, 20—22, 24, 25, 30, 32, 34, 36, 59, 62, 94, 95—97, 99, 100, 121—123, 181—183, 189, 196, 201, 202, 205, 206, 211, 212, 228, 231, 241, 246, 254
Енисейско-Саянская складчатая система 44, 68, 72—74, 232, 235
Ереванская впадина 140, 141

Ерментауская складчатая система 81, 84, 85
Жалаир-Найманский разлом 83
Жаман-Сарысуйский антиклинорий 86
Жарминская зона 77, 78
Жигулевско-Пугачевский массив 19, 32
Жуинско-Патомский прогиб 69
Забайкальская ветвь 109, 111, 112
Забайкальская металлогеническая провинция 243
Заволжский мегаблок 22, 32, 33
Заилийский антиклинорий 81
Зайсанская впадина 77
Зайсанская складчатая система 46, 67 76—78, 80, 83
Закавказский срединный массив 130, 131, 133, 136
Закарпатский прогиб 121—124, 178, 192, 205, 217
Закарпатский разлом 121
Западно-Забайкальская металлогеническая провинция 242, 248
Западно-Камчатский прогиб 152—154, 182
Западно-Карельский синклинорий 24
Западно-Копетдагский синклинорий 142
Западно-Кубанский прогиб 61
Западно-Сибирская плита 44—49, 68, 74, 77, 79, 80, 85, 99, 181, 183, 188, 189, 191, 195, 198, 200, 205, 208
Западно-Сихотэ-Алинский вулканоген (вулканогенный пояс) 117
Западно-Туркменская впадина 56, 134, 135—138, 142, 175, 188, 198, 201, 205
Западно-Черноморский прогиб 133
Западный синклинорий 117
Запорожский массив 28
Зауральский антиклинорий 46
Зее-Буреинская впадина 110, 112
Иджеванский прогиб 140, 141
Идзуситито-Бонинская островная дуга 172
Илийская впадина 82
Ильчирский синклинорий 21, 25
Имандра-Варзугский синклинорий 21, 23
Иманский, вулкан 235
Индигирская ветвь 106
Индоло-Кубанский прогиб 60, 64, 65, 125—129, 202
Иньяли-Дебинский синклинорий 104, 105
Иркинеевско-Чадобецкая зона 38
Иркутский амфитеатр 183, 196, 208, 225
Иркутский (Тасеевский) мегаблок 38, 41, 42
Иркутско-Тунгусская складчатая область 36—38
Иртыш-Зайсанская зона 77, 78
Иртышский разлом 76—78
Иссыккульская впадина 89, 92, 94
Кавказская металлогеническая провинция 241
Кавказская складчатая система 66, 85, 120, 124, 125, 127—129, 132, 135, 137, 191, 200
Казахская складчатая область 48, 54, 67, 80—87, 100, 195, 200, 205, 221, 223, 241, 255
Казахстанская металлогеническая провинция 242
Калба-Нарынская зона 77
Калба-Чингизский (Тарбагатайский) разлом 77, 83, 84
Камское поднятие 95
Камчатский глубоководный желоб 160—162
Камчатско-Вывенский разлом 161—164
Канага, вулкан 235
Канско-Тасеевская впадина 39, 89, 193
Карабогазский свод 54, 56, 188, 198, 200, 202, 208
Карабогазский массив 53, 54, 56, 57
Карагандинская впадина (синклинорий) 82—85, 209
Каракумский массив 54, 56, 57, 58
Каракумский свод 51, 53, 54, 56, 58, 188, 200, 202, 208, 218, 219, 221
Каракорумская складчатая система 144—146
Карабаурско-Айбугирское поднятие 53
Каратау-Нарынская зона 87
Каратауское поднятие 95
Каратауский разлом 51
Карельская складчатая система 19
Каржантау-Кураминская зона 87
Каркинитская впадина 60
Карпатская складчатая система 120—122, 124, 191, 192, 200, 205, 221, 227, 229, 230
Карпатский мегантиклинорий 121, 178
Карпинского, кряж (вал) 60—62, 200
Карская плита 44
Картлинский прогиб 134
Кассарминское поднятие 51
Касская впадина 45
Кахетино-Лехчумский разлом 126
Кейвский синклинорий 200
Келецко-Сандомирский кряж 121
Келькорский прогиб 137
Кемпендяйская впадина 40
Кендерлыкская впадина (мульда) 40, 77
Кировоградский блок 27
Ключевской вулкан 162, 164, 236
Козыревская впадина 165
Кокчетавская глыба (блок) 46, 51, 54, 81, 84—87
Кокчетавская складчатая система 81
Кокчетавский антиклинорий 81
Кокшаало-Ферганская зона 88
Колтогорско-Уренгойский грабен 45—47, 208

Колтогорско-Уренгойский разлом 47
Кольская никеленосная провинция 244
Кольская складчатая система 19
Кольско-Кейвский синклинорий 24
Колымо-Омолонский массив 103—108, 244
Колымский массив 107, 243, 244
Командорская впадина 162
Конкский синклинорий 28, 86
Конкско-Белозерский разлом 29
Копетдагская зона 120
Корейский щит 146, 156, 157, 210, 231
Коростеньский блок 29
Коростеньский плутон 26, 29, 122, 200, 201
Коротаихинский прогиб 94
Корякско-Западно-Камчатская складчатая система 149, 160—163
Корякско-Камчатская складчатая область 107, 151, 159—162, 225, 229, 232
Криворожско-Кременчугская складчатая система 27
Криворожско-Кременчугский синклинорий 27—30, 211
Криворожско-Кременчугский разлом 29
Кросненская зона 121, 122
Крымский мегантиклинорий 31, 60, 62, 64, 120, 129
Кузнецкая впадина 75—80, 188
Куйлярская зона 142—144
Куньлуньская складчатая система 144—146
Кураминский вулканогенный пояс 82, 84, 88
Курило-Камчатский желоб 160, 178
Курильская островная дуга 148, 149, 153, 154, 155, 161, 166—173, 182, 183, 201, 204, 205, 210, 217, 220, 226, 228—231
Курильский глубоководный желоб 15, 148, 161, 166—170, 188, 199, 201, 205
Куринская впадина 126, 127, 134—137, 188, 198, 203, 205, 217, 218, 228
Кусаро-Дивичинский прогиб 125
Кызылкумо-Алайская зона 81
Кюрдамирское поднятие (Талыш-Вандамское) 134
Лабино-Малкинская зона 125—127
Ладожский антиклинорий 24
Лаоелин-Гродековская складчатая система 115, 116
Ленинаканская впадина 139—141
Лено-Анабарский прогиб 39, 59
Локский блок 139
Львовская впадина 20
Ляминский синклинорий 46
Магурская зона 121, 123
Маймакано (Оленёкско)-Батомгская складчатая система 37
Малокавказская складчатая система 37, 136—139
Мангышлакская система дислокаций 53, 57
Мамский синклинорий 69
Мансийская (Ханты-Мансийская) синеклиза 45, 183
Манычский прогиб 60, 61
Мегантиклинорий Альп 257
Мегантиклинорий Большого Кавказа 60, 62, 142, 200, 203, 205, 248, 257
Мегантиклинорий Копетдага 142
Мезенская складчатая система 19
Мизийская плита 59, 133
Минераловодский выступ 125
Минусинская впадина 73, 74, 75, 76, 189
Мир, трубка взрыва 42, 234, 236, 239
Мисхано-Зангезурский массив 138, 139
Монгольская складчатая система 109, 111, 112, 113
Монголо-Охотская складчатая область 68, 103, 106, 108—115, 117, 153
Момская (Зырянская) впадина 187
Московская синеклиза 20, 182, 183, 188, 208, 225
Мурунтау, месторождение 55
Нарынский блок 90
Нарынская впадина 89, 92, 93
Нахичеванская впадина 139, 140
Начикинский грабен 162
Недоярская впадина 49
Николаева, линия 83, 88, 89
Новосибирская ветвь 106
Область сочленения Азиатского материка и Тихого океана 148, 149, 191, 198, 228, 257
Обручевский разлом 203
Одесско-Тальновская складчатая система 27
Одесский разлом 29
Окско-Волжский массив 19
Октемберянский прогиб 141
Октябрьский щелочной плутон 30
Оленёкский массив 38, 39, 246
Олюторско-Восточно-Камчатская складчатая система 149, 160, 161, 164, 166—169, 171
Ольдойская антиклинорная зона 110
Омолонский массив 107, 108, 187, 196, 243, 244, 249
Ордубадский синклинорий 141
Орехово-Павлоградский разлом 29
Орехово-Павлоградский синклинорий 27—30
Орехово-Павлоградская складчатая система 27
Оршанская впадина 26
Осокинская впадина 200
Охотская ветвь 109, 110, 112, 113
Охотский массив 106, 154, 196
Охотоморская впадина 148, 151, 153, 154, 156, 173, 201, 205, 212, 223, 227

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс 104, 107, 148, 149, 150, 153, 160, 161, 246, 249
Паланский синклинорий 165
Памир, структуры 121, 123, 200, 202, 205, 211, 219, 223, 226, 229, 231, 235, 239
Паннонская (Венгерская) впадина 121—123
Паронайский прогиб 173
Пачелмский авлакоген 20, 30, 32, 33
Пачелмский прогиб 20, 33
Пенжинская впадина 150, 166
Пенжинско-Пекульнейская группа разломов 163
Печенгский синклинорий 21, 23, 200, 208, 247
Печорская синеклиза 35, 36, 181—183
Печорский мегаблок 22, 35, 36
Полоусненская ветвь 105
Полоусненский антиклинорий 106
Полюдова камня поднятие 95
Понтийская складчатая система 131, 139
Преданатолийская зона 132
Предбайкальский прогиб 38, 42
Предверхоянский прогиб 39, 104, 106
Предкавказская зона 131
Предкавказские прогибы 181, 183, 188
Предкарпатский прогиб 121—124, 188
Предкопетдагский прогиб 51, 54, 136, 142, 143, 144, 200, 205, 208
Предкуньлуньский прогиб 145
Предпамирский прогиб 88, 145—147, 203
Предпамирский разлом 146, 147
Предсаянский прогиб 39
Предстановой прогиб 38
Предтаймырский прогиб 39
Предтиманский прогиб 26
Предуральские прогибы 20, 32, 33, 94, 96, 101, 102, 181, 183, 184, 241
Приазовский массив 28
Прикавказская зона 131
Прианатолийская зона 132
Приараксинская впадина 141
Приараксинская зона 139, 140, 141
Прибалханский прогиб 56, 135, 138, 208
Приенисейская зона 47
Прикаспийская синеклиза 7, 18, 20, 21, 33—36, 50, 51, 53, 175, 178, 181, 183, 185, 188, 191, 196, 198, 200, 202, 204, 205, 206, 207, 212, 217, 227
Прикаспийский мегаблок 22, 33
Прикурильская котловина (прогиб) 151—154, 168, 201
Прикураминский разлом 88
Прикурильский разлом 154
Припятьская впадина (грабен) 32, 51
Присахалинский прогиб 152, 154, 173
Притихоокеанская металлогеническая провинция 241, 242
Причерноморская впадина 20, 27, 182
Пхеннамская впадина 157
Пшекиш-Тырнаузский разлом 125
Раховский массив 121
Рионская впадина 129—133, 188, 198, 203, 205, 217, 218
Ростовский выступ 59, 65
Рудно-Алтайская зона 77, 78, 80, 247
Русская плита 19, 20, 21, 36, 185, 212
Рушано-Пшартский разлом 147
Рыбинская впадина 73
Салдинский антиклинорий 96
Салымская ветвь 46, 47
Сангиленская антиклинорная структура 76
Сарматский мегаблок 22, 26, 32
Сарматский щит 20, 21, 61
Сарыджасская впадина 92
Сахалино-Хокайдо-Приморская зона 149—151
Саяно-Анабарский разлом 37, 41
Сванетская зона, 125, 127
Свиягинский, вулкан 235
Севанская синклинорная зона 141
Северная (Сахалинская) ветвь 172
Сванетская зона 125
Севано-Ордубадский синклинорий 139
Северный прогиб 154
Северо-Апшеронский прогиб 125, 135
Северо-Байкальская впадина 69, 71
Северо-Бузачинский свод 51
Северо-Восточный разлом 77
Северо-Двинский массив 19, 26, 34
Северо-Кавказский массив 59, 61
Северо-Карельский синклинорий 24, 200
Северо-Крымский массив 59, 61
Северо-Охотский прогиб 152, 153, 154, 173, 182, 201, 205
Северо-Тянь-Шаньская металлогеническая провинция 242
Северо-Туркменская зона прогибов 51
Северо-Устюртская впадина 51, 56
Северо-Ферганский разлом 93
Северо-Япономорская впадина 156—158, 182
Селенгино-Яблонская складчатая система 109, 111—113
Селенгинская впадина 69
Серноводско-Абдулинский авлакоген 20, 30, 33
Серовско-Маукский разлом 96
Сетте-Дабанская ветвь 104, 106
Сибирская платформа 17, 21, 22, 36—43 48, 67, 72, 74, 104, 119, 181—183, 185, 188, 189, 196, 206, 208, 209, 211, 212, 217, 225, 226, 227, 231, 232, 234, 236, 238, 239
Симанто, комплекс (структуры) 195, 254, 255

Симферопольско-Евпаторийское поднятие 60
Сихотэ-Алинская металлогеническая провинция 243, 248
Сихотэ-Алинская складчатая область 103, 115, 118, 153, 156, 200, 205, 231, 235, 236, 241
Сихотэ-Алинская складчатая система 115—119, 156, 195
Скибовая зона 121—124
Скифская плита 28—31, 44, 50, 52, 59, 60, 61, 63, 64, 66, 120, 125, 126, 128, 129, 132, 178, 181, 183, 188, 191, 192, 195, 202, 205, 206, 211, 212, 215, 217, 227
Собское поднятие 95
Солотвинская впадина 121
Сомхето-Кафанская зона 139, 140
Сонкульская впадина 92, 112
Срединно-Курильский прогиб 167, 168
Срединный антиклинорий 164
Средне-Амурская впадина 92, 112
Средне-Иртышская синеклиза 45
Средне-Камчатский прогиб 161, 164
Средне-Каспийский свод 51, 53
Средне-Курильский прогиб 166—168
Средне-Русская зона авлакогенов 20—22, 24, 26, 32
Ставропольское поднятие (свод) 60, 125, 126, 200
Становая зона 42
Становая складчатая система 110, 112—115
Становой разлом 110
Столбовской горст-антиклинорий 105
Султануиздагское антиклинорное поднятие 91
Сусунайская впадина 173
Сунтарское поднятие 40
Сырдарьинская впадина (синеклиза) 51, 52, 54, 85
Сысертский массив 97
Тазагюхский выступ 141
Тагило-Магнитогорский синклинорий 46, 56, 95, 96, 99—102, 256
Таджикская виргация 51
Тайгоносский массив 105, 106
Таймырская депрессия (впадина) 188, 191, 200, 205
Таймырская складчатая система 46
Таласо-Ферганский разлом 83, 88, 89
Талышский антиклинорий 139, 140
Талыш-Вандамское поднятие 134
Талышский антиклинорий 139
Тараташский массив 32, 95, 97, 98
Тарханкутские дислокации 61
Тасхаяхтахский антиклинорий 104
Татарский прогиб 156—158, 205, 173, 182, 188, 201
Тегульдетская впадина 45
Тектурмасский антиклинорий 86
Тенизская впадина 82—85, 189
Терскей-Каратауский разлом 88
Терско-Каспийский прогиб 54, 60, 125, 126, 128, 129, 200
Тиманская ветвь 95
Тиманский кряж 35, 36
Тобольско-Большеземельский массив 96
Токрауский синклинорий 67, 68, 81, 82, 84, 86, 247, 256
Томь-Колыванская складчатая система (зона) 79, 205
Томь-Колыванский антиклинорий 47
Туаркырская складчатая система 53, 54, 57
Туаркырское поднятие 50, 51, 53, 54
Тувинская впадина 74—76, 189
Тунгусская синеклиза 38, 39, 41, 42, 181, 183
Тунгусский мегаблок 38, 41
Тункинская впадина 69
Туранская плита 44, 49—61, 66, 80, 85, 88, 96, 98—102, 137, 141—144, 181, 183, 192, 195, 198, 200, 202, 205, 208, 211, 212, 217, 218, 221, 227
Тургайский прогиб 44, 46, 50—52, 84
Туркмено-Хорасанская складчатая система 120, 134, 135, 141—143
Туруханское поднятие 72, 73
Тымь-Поронайский разлом 174
Тюменско-Кустанайский синклинорий 95, 98
Тянь-Шаньская складчатая система 68, 80, 87, 88, 195, 200, 202, 203, 205, 219, 222, 227, 228, 231, 235, 239, 241, 246, 265
Уват-Ханты-Мансийский массив 46, 47, 49
Удский прогиб 152
Уймено-Лебедской синклинорий 77
Украинский массив 19, 21, 22, 24, 26, 27, 29, 30, 31, 32, 40, 42, 61, 62, 64, 65, 178, 189, 192, 198, 200, 201, 202, 205, 206, 217, 218, 249, 253, 256
Улутау-Каратауская складчатая система 81
Улутауский антиклинорий 81, 84, 85
Урало-Герирудская зона разломов 96
Урало-Тобольский антиклинорий 95, 96, 100, 101
Уральская ветвь 53
Уральская металлогеническая провинция 241, 247, 249
Уральская складчатая система 20, 32, 33, 44, 46, 47, 48, 54, 67, 80, 82, 94, 95, 96, 97, 98, 101, 102, 191, 192, 195, 196, 200, 203, 205, 208, 223, 225, 226, 241
Уралтау, антиклинорий (подзона) 100, 101, 241
Успенская зона смятия 67
Успенский синклинорий 86
Устюртская синеклиза 56, 181, 183, 188, 215

Устюртский массив 56
Усть-Енисейская впадина 49
Усть-Колымский массив 106
Усть-Тымский разлом 47
Усть-Янский массив 106
Утесовая зона 121
Уфалейский массив 97
Ферганская впадина 88—90, 92, 93, 94, 143, 188, 189, 192, 200, 203, 205, 217
Фонтанская впадина 140, 141
Ханкайский массив 114—119, 200, 235
Хантейская антеклиза 73
Хапическая впадина 165
Хибинский массив 25
Хилокский антиклинорий 112
Холзунско-Чуйский антиклинорий 76
Хойто-Окинский антиклинорий 73
Хорасанская зона 135
Хромский блок 139
Худосеевский разлом 47
Центральная котловина Японского моря 156—159
Центрально-Карельская антиклинорная зона 23
Центрально-Западно-Сибирская складчатая система 46, 47, 49
Центрально-Камчатский синклинорий 164, 165
Центрально-Камчатский антиклинорий 164, 165
Центрально-Карельский антиклинорий 23
Центрально-Охотский массив 154, 160, 163, 198, 201, 204, 205
Центрально-Охотское поднятие 152, 154, 155, 173, 218, 254
Центрально-Тургайский разлом 46, 54, 82—84
Центрально-Тянь-Шаньский разлом 83, 84, 88
Центрально-Уральский антиклинорий 99
Центрально-Устюртская зона поднятий 51—53
Центрально-Устюртская ветвь 53
Центрально-Финляндский гранитный массив 24
Центрально-Черноморское поднятие 133
Центрально-Черноморская зона 131
Центральный структурный шов Сихотэ-Алиня 117, 119, 248, 249
Чаповический блок 29
Чаро-Олекминская складчатая система 37, 38
Чарская зона 77
Чарский антиклинорий 77
Чарский разлом 77, 78
Чатыркульская впадина 92
Черноморская впадина 35, 44, 62, 63, 92, 129, 130, 131, 133, 136, 178, 182, 185, 188, 198, 200
Черноморская депрессия 28, 64, 66, 120, 129—134, 136, 205, 215, 217, 218, 223, 246
Чиграйский массив 96
Чингиз-Тарбагатайская складчатая система 81, 84
Чоп-Мукачевская впадина 121, 123
Чукотский (Эскимосский) массив 106
Чу-Илийский антиклинорий 83, 85, 87
Чу-Сарысуйская впадина 82—85
Шарыжалгайский выступ 38, 72, 73
Шатского, поднятие 213
Шелонский массив 38, 106
Эльбурсская складчатая система 134—136, 139
Эстонская складчатая система 19
Южная (Японская) ветвь 173
Южно-Байкальская впадина 69, 71
Южно-Болгарское поднятие 133
Южно-Гиссарский вулканогенный пояс 88
Южно-Гиссарский гранитный батолит 92
Южно-Гиссарский разлом 88, 91
Южно-Каспийская впадина 35, 134—137, 178, 182, 185, 198, 200, 204, 227
Южно-Каспийская депрессия 134—138, 205
Южно-Каспийский массив 142, 143
Южно-Мангышлакский прогиб 51, 54, 56, 60, 188
Южно-Охотская впадина 152—155, 167—169, 173, 174, 201, 205, 218, 254
Южно-Сихотэ-Алинский вулканоген 117
Южно-Туркменский разлом 142
Южно-Ферганский разлом 88, 89, 91, 93
Южно-Эмбенская ветвь 95
Южно-Эмбенское поднятие 52, 53, 56
Южно-Япономорская впадина 157—159, 182
Юрюзано-Сыльвенский прогиб 94
Яблоновая складчатая система 111
Ямальская синеклиза 45
Ямато, поднятие 156, 158, 159, 198, 217
Янкан-Тукурингрский антиклинорий 113
Яно-Колымская синклинорная зона 104
Япономорская депрессия (впадина) 148, 149, 156, 159, 166, 173, 178, 182, 201, 205, 212, 218, 223, 225, 228
Японо-Сахалинская островная дуга 149, 156, 166, 171—173
Японский глубоководный желоб 148, 172

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Глава I. **Геофизическая изученность строения земной коры** 5

Глава II. **Стратификация глубинных недр** 10

Глава III. **Докембрийские платформы** 17

Европейская платформа (17). Сибирская платформа (36)

Глава IV. **Эпипалеозойские плиты** 44

Западно-Сибирская плита (44). Туранская плита и Афгано-Таджикская депрессия (49). Скифская плита, структура Донецкого кряжа и Горного Крыма (59)

Глава V. **Позднепротерозойские и палеозойские складчатые области и системы** 67

Байкальская складчатая область и Байкальская рифтовая зона (68). Алтае-Саянская складчатая система (74). Зайсанская складчатая система (76). Казахская складчатая область (80). Тянь-Шаньская складчатая система (87). Уральская складчатая система (94)

Глава VI. **Мезозойские складчатые области** 103

Верхояно-Чукотская складчатая область (103). Монголо-Охотская складчатая область (108). Сихотэ-Алинская складчатая область (115)

Глава VII. **Альпийский складчатый пояс** 120

Карпатская складчатая система (120). Кавказская складчатая система (124). Черноморская депрессия (129). Южно-Каспийская депрессия (134). Структуры Закавказья (138). Туркмено-Хорасанская складчатая система (141). Структуры Памира (144)

Глава VIII. **Область сочленения Азиатского материка и Тихого океана** 148

Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенные пояса (149). Охотоморская депрессия (151). Япономорская депрессия (155). Корякско-Камчатская складчатая область (159). Курильская островная дуга (166). Японо-Сахалинская островная дуга (171)

Глава IX. **Геофизическая характеристика и состав земной коры** 175

Общие данные (175). Осадочный чехол (181). Поверхность фундамента (185). Гранитный слой (191). Поверхность базальтового слоя (199). Базальтовый слой (204). Мощность коры (211)

Глава X. **Геофизическая характеристика, строение и состав верхней мантии** 214

Сейсмическая характеристика поверхности М (214). Сейсмическая расслоенность верхней мантии непосредственно под поверхностью М (217). Скоростной разрез (219). Сейсмические прозрачность (мутность) (222). Геостатическое давление (223). Электропроводность (225). Температура (225). Магнитность (226). Плотность (228). Вязкость (229). Проявления сейсмичности и современной вулканической деятельности (229). Вещественный состав верхней мантии (231)

Глава XI. **Особенности глубинной структуры минерагенических областей** . . . 240

Металлогенические провинции (240). Металлогенические зоны и рудные узлы (244). Рудоконтролирующие разломы (247). Нефтегазоносные провинции (250).

Заключение 251

Список литературы 259

Указатель геологических структур 273

1061