

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

Г.Ш. ШЕНГЕЛАЯ

**ГРАВИТАЦИОННАЯ  
МОДЕЛЬ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
КАВКАЗА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1984

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

---

RESULTS OF RESEARCHES  
ON THE INTERNATIONAL  
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES  
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

G.Sh. SHENGELAYA

GRAVITY MODEL  
OF THE CAUCASUS' CRUST

Editors:

Professor B.K. BALAVADZE,  
Doctor Sh.A. ADAMIA



PUBLISHING HOUSE "NAUKA"

*Moscow 1984*



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

Г.Ш. ШЕНГЕЛАЯ

# ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАВКАЗА

Ответственные редакторы:

академик АН ГССР Б.К. БАЛАВАДЗЕ,  
доктор геолого-минералогических наук Ш.А. АДАМИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
Москва 1984



4221

**Шенгелая Г.Ш. Гравитационная модель земной коры Кавказа.** — М.: Наука, 1984. — 128 с.

В монографии изложены результаты комплексного анализа материалов по строению земной коры Кавказа для уточнения и проверки результатов интерпретации геофизической информации.

Описан разработанный автором метод вычисления гравитационного эффекта аномальных масс и построения трехмерной гравитационной модели земной коры и дана сравнительная оценка погрешности вычисления аномального значения силы тяжести в случае двух- и трехмерной моделей земной коры.

Приведены результаты построения трехмерной гравитационной модели основных слоев земной коры Кавказа и оценивается точность или устойчивость построения этих моделей. Исследовано соотношение аномальной силы тяжести с поверхностными и глубинными структурами земной коры и рассмотрены другие вопросы глубинного геотектонического строения земной коры Кавказа.

Ил. 49. Табл. 28. Библиогр. 199 назв.

Рецензенты:

*К. М. Картвелишвили, Т. Л. Челидзе*

## ВВЕДЕНИЕ

Исследования земной коры и верхней мантии Земли в целях изучения процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых предусматривают разработку научно обоснованной модели строения и развития поверхностных и глубинных зон земной коры и верхней мантии, а также их основных структурных элементов в пределах складчатых областей, платформ и океанического дна. Основным источником информации о глубинном строении земной коры и верхней мантии являются материалы геофизических исследований. Исследованиям в этой области отводится важная роль в международных геофизических программах.

Развитие теории и физических основ методов геофизики предусматривает изыскание новых принципов интерпретации данных геофизических наблюдений. В связи с этим одной из актуальных проблем является модельное решение прямых и обратных задач геофизики для различных типов строения земной коры.

В общем комплексе геофизических исследований важное место занимает гравиметрия, которая, основываясь на изучении распределения аномалий силы тяжести, содержит богатую информацию о внутреннем строении Земли. В связи с этим все шире стало применяться моделирование в гравитационном поле структур земной коры и верхней мантии.

Под гравитационной моделью земной коры некоего региона, как это было принято на совещании по проблеме "Гравитационная модель земной коры и верхней мантии" (Киев, 1974 г.), следует понимать такую плотностную модель коры и верхней мантии, построенную на основании данных глубинного сейсмического зондирования и других геолого-геофизических методов, гравитационный эффект которой совпадает с наблюдаемым гравитационным полем. Таким образом, гравитационное моделирование является процессом комплексной геолого-геофизической интерпретации, выполняемой на основе многократного моделирования при различных соотношениях между физическими параметрами среды.

Представления о геолого-геофизическом строении Кавказа развивались благодаря работам широкого круга геологов и геофизиков. В результате региональных и локальных геофизических исследований накоплен огромный материал, освещающий строение осадочного комплекса и морфологию поверхностей кристаллического фундамента, Конрада и Мохоровичича территории Кавказа; некоторые геофизические методы дают представление о структуре и составе верхней мантии под Кавказом.

Накопленные данные определили необходимость комплексного анализа имеющегося материала для проверки и уточнения результатов качественной и количественной интерпретации геолого-геофизической информации. Одним из возможных путей такого уточнения является построение трехмерных распределений аномальных масс вместо двухмерных, принятых вплоть до последнего времени.

Количественная оценка достоверности трехмерного распределения масс, составляющих литосферу, дает представление о характере тектонических процессов, протекающих в недрах Земли, об особенностях формирования отдельных геоструктур и является главной задачей усилий, направленных на изучение строения коры и верхней мантии Земли.

При решении конкретных геологических задач прикладного характера гравиметрическая разведка в комплексе с другими геолого-геофизическими методами занимает одно из ведущих мест. При этом большое внимание уделяется как разработке новых методов интерпретации, так и эффективному применению современной электронно-вычислительной техники. Методические вопросы гравиразведки наталкиваются на

проблему разделения гравитационного поля. При этом "полезным сигналом" считается гравитационный эффект от локальных аномальных масс. Региональный фон рассматривается в качестве "сигнала помех", обусловленных гравитационным влиянием плотной неоднородности глубокозалегающих слоев земной коры и верхней мантии.

Настоящая работа имеет целью построить трехмерную гравитационную модель верхней мантии и земной коры Кавказа с использованием комплекса геофизических и геологических данных и на основе этих построений исследовать основные черты строения земной коры и верхней мантии этого региона.

На основе обобщения и унификации огромного комплекса геолого-геофизических материалов предлагается петроплотностная характеристика слоев земной коры на Кавказе. Разработан метод вычисления гравитационного эффекта трехмерных аномальных масс и построения трехмерной гравитационной модели земной коры в целом. Впервые построены трехмерные гравитационные модели основных слоев земной коры на Кавказе. Построены региональные схемы гравитационных эффектов осадочного слоя и консолидированной коры, что является надежным подспорьем для установления их роли в наблюдаемом гравитационном поле исследуемого региона. В результате анализа данных гравитационного поля установлена его пространственная связь с глубинным геологическим строением Кавказа. Показана возможность использования гравиметрических данных при тектоническом и сейсмическом районировании. На основании корреляционных зависимостей между превышением рельефа и мощностью земной коры, с одной стороны, и аномалией силы тяжести — с другой, установленных для территории Кавказа, составлена прогнозная карта аномалий силы тяжести и рельефа Мохоровичича для непосредственно примыкающих к Кавказу территорий Восточной Турции и Северо-Западного Ирана. Обнаружено, что при количественной интерпретации аномалии силы тяжести замена градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной средневзвешенной плотностью приводит к практически игнорируемой погрешности. Предлагается новый метод разделения гравитационного поля.

Автор считает своим долгом выразить особую благодарность за проявленную заботу и постоянное внимание к данной работе своему учителю академику АН ГССР Б.К. Балавадзе.

Автор чтит память члена-корреспондента АН ГССР М.М. Рубинштейна и искренне благодарит докторов геолого-минералогических наук Ш.А. Адамия, О.Б. Гинтова, В.В. Гордиенко, С.Е. Красовского и докторов физико-математических наук М.А. Алексидзе, В.И. Старостенко и В.Н. Страхова за ценные консультации и плодотворные дискуссии, во многом способствовавшие выполнению настоящей работы.

## Глава 1

# ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОСТРОЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАВКАЗА

Основными исходными геолого-геофизическими данными для построения гравитационной модели земной коры и верхней мантии Кавказа являются:

- 1) схема регионального аномального гравитационного поля;
- 2) сейсмические данные о мощности и строении земной коры и отдельных ее слоев;
- 3) петрофизическая (петроплотностная) характеристика слоев земной коры;
- 4) данные гравиметрической изученности строения земной коры.

Остановимся на рассмотрении каждой из перечисленных предпосылок, считая их важным подспорьем для получения наиболее вероятного решения поставленной задачи.

### 1.1. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ КАВКАЗА

В основу построения гравиметрической схемы Кавказа в местной топографической редукции легли материалы гравиметрических съемок, которые проводились отделом гравиметрии Института геофизики АН ГССР под руководством и при непосредственном участии автора. Помимо этих материалов, использованы гравиметрические данные съемок, выполненных различными научными и производственными организациями. Ввиду того что эти съемки проводились в разные годы и на разных абсолютных уровнях, возникла необходимость их приведения к единому стандартному уровню.

В связи с особенностями физико-географических условий региона были сформулированы и разработаны специальные требования к составлению гравиметрической схемы Кавказа, которые строго выдерживались для всего региона. При этом учитывалась различная точность определения силы тяжести по отдельным съемкам в разных районах изучаемой территории.

Как известно, в высокогорных районах большие погрешности могут быть введены, если плотность промежуточного слоя выбирается различной отдельными исследователями на смежных или перекрывающихся территориях. По сути дела такие съемки сравнивать невозможно. В связи с этим оказалось необходимым перевычислять при разных значениях аномалии Буге полученные плотности промежуточного слоя (2,3 или 2,64 г/см<sup>3</sup>), приводя их к единой плотности.

Очень важным для территории Кавказа, как региона с сильно расчлененным рельефом, является и учет поправок за рельеф местности. Между тем такие поправки отдельными авторами использованных материалов вообще не учитывались, другие авторы эту поправку вычисляли, но в различных радиусах (от 10 до 30 км).

Все это обусловило необходимость тщательной классификации всех исходных данных, их переработку в соответствии с разработанными нами требованиями. Таким образом, была проведена унификация всех первичных материалов, в результате чего для каждого гравиметрического пункта были получены все необходимые параметры, приведенные к единому уровню.

Поправки на рельеф местности во всех пунктах вычислялись в пределах радиуса 200 км при плотности  $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ . С такой же плотностью вычислялось притяжение промежуточного слоя.

Оптимальным радиусом, при котором достигается элиминирование топографических масс, на Кавказе следует считать 200 км [Балавадзе, 1957]. Погрешность вычисления поправок на влияние рельефа, обусловленная в основном неточностью отсчета средних относительных высот, составляет около  $\pm 0,6 \text{ мГал}$ .

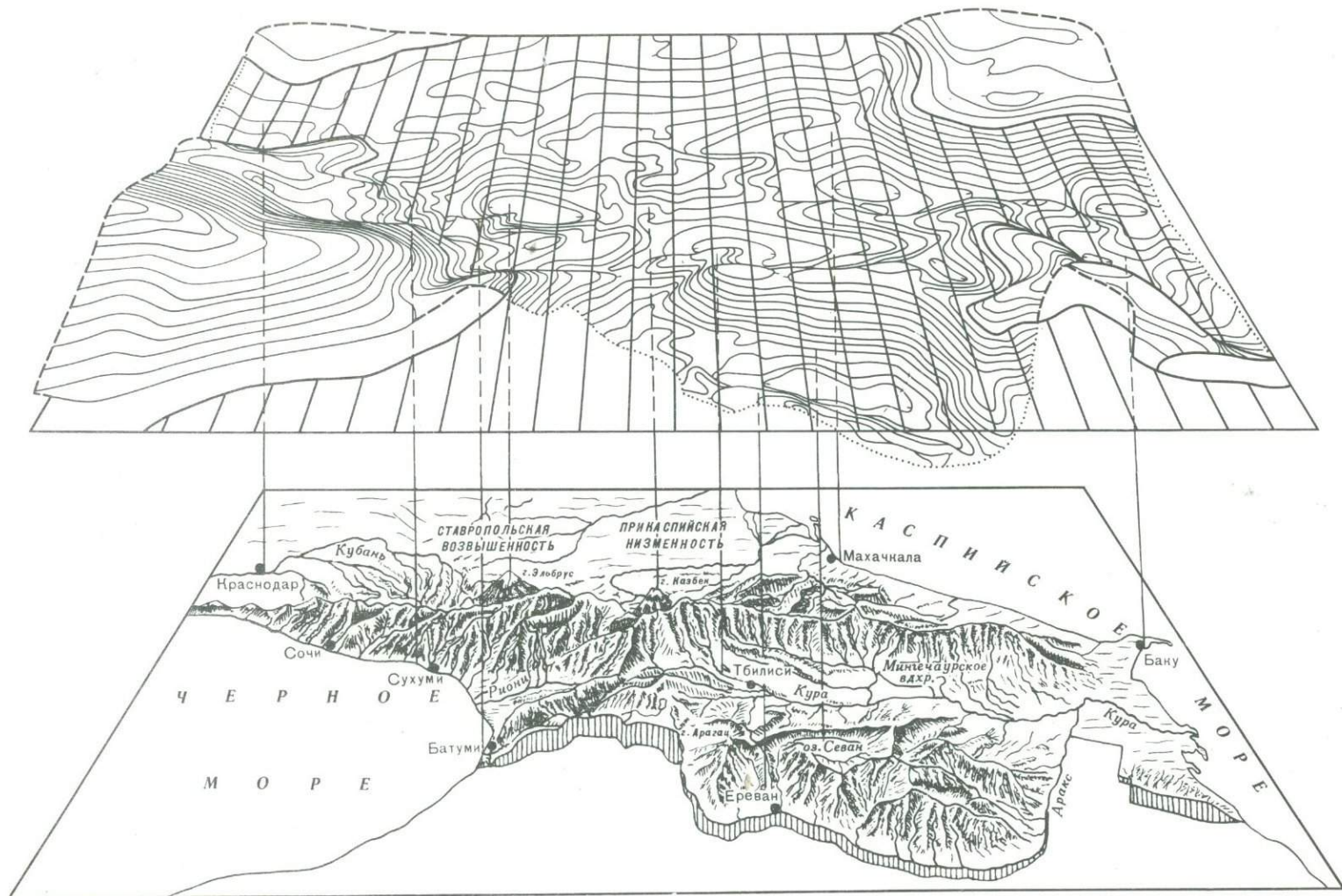


Рис. 1. Гравитационное поле Кавказа

Исходя из масштаба и назначения гравиметрической схемы на нее были нанесены все имеющиеся гравиметрические пункты по горным областям и акваториям. При этом для территории, где проводились особенно детальные съемки и пункты наблюдений располагались густо, они давались с разрежением. Таким образом была достигнута однородность в представлении особенностей гравитационного поля для территории всего Кавказа и прилегающих регионов.

На схеме имелись участки, которые строились по аномалиям при  $\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$ , осредненным по площади трапеции  $5'' \times 7,5''$ . Данные относились к средним значениям высот рельефа и пересчитывались на плотность  $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ . По этим данным в центре каждой трапеции вычислены аномалии Буге с поправкой на влияние рельефа при  $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ , и по ним проведены изоаномалы, хорошо увязавшиеся с изоаномалами примыкающих участков съемок.

Для территории Кавказа различными авторами неоднократно вычислялись изостатические аномалии силы тяжести, однако до настоящего времени вопросы получения изостатических аномалий силы тяжести для Кавказа не нашли окончательного решения. Получение новой карты аномалий силы тяжести для Кавказа, в которую введены поправки на топографию и которая приведена к единой плотности промежуточного слоя, позволит существенно упростить задачу топографо-изостатического редуцирования. Полученная нами схема уже использовалась для такого рода исследований. Наличие данных о поправках за промежуточный слой и топографию, полученных в процессе составления гравиметрической карты Кавказа, снимает необходимость вычисления аналогичных поправок при решении задач топографо-изостатического редуцирования.

Таким образом, гравитационная схема Кавказа составлена в редукции Буге с поправкой за рельеф местности в радиусе 200 км (местная топографическая редукция) при плотности промежуточного слоя и масс рельефа  $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ . Нормальное значение силы тяжести вычислено по формуле Гельмерта (1901–1909 гг.).

На рис. 1 представлена схематическая карта гравитационного поля Кавказа. Необходимо заметить, что благодаря многолетней работе ученых Кавказ стал одним из горных районов страны с наиболее хорошо изученным гравитационным полем.

Довольно существенно осложняется вопрос интерпретации гравитационного поля на участках, примыкающих к слабо изученным или вовсе не изученным в гравиметрическом отношении районам, расположенным в смежных областях Турции и Ирана.

Одним из возможных выходов из этого положения является прогнозирование гравитационного поля, реализованное нами распространением на соседние территории Турции и Ирана корреляционной зависимости между осредненными по квадратам  $10 \times 10$  и  $20 \times 20$  км значениям превышения рельефа  $h$  и аномалии силы тяжести  $\Delta g$  в местной топографической редукции, установленной для Малого Кавказа (рис. 2).

Исходя из этой зависимости при наличии осредненных значений  $h$  была составлена карта предполагаемых аномалий силы тяжести для территории Восточной Турции и Северо-Западного Ирана (рис. 3). Сравнение составленной нами прогнозной карты аномалии силы тяжести с имеющимися в нашем распоряжении гравиметрическими картами Западной Турции [Brinkmann, 1976] и одного из районов Ирана [Supplement to the Iranian..., 1965] показало весьма удовлетворительное совпадение. Хорошее совпадение обнаружено также при сравнении составленной прогнозной карты с гравиметрической картой в редукции Буге для территории северных районов Сирии и Ирака.

Аномальное поле силы тяжести на Кавказе сильно дифференцировано и в общих чертах представляется следующим образом.

Высокими значениями гравитационного поля характеризуются юго-восточные районы Украины. Повышенные аномалии заметны в Азовском море и в районе Ростова-на-Дону. В Кума-Манычской системе, а также в северной части Каспийского моря отмечаются умеренно повышенные значения гравитационного поля. В Северо-Кавказском регионе более интенсивные отрицательные аномалии силы тяжести наблюдаются в Азово-Кубанской и Терско-Каспийской впадинах.

Наиболее высокие значения положительных аномалий характерны для глубоководной котловины Черного моря, где значения поля постепенно понижаются в сторону побережья. В северо-восточной части Черного моря, от Новороссийского меридиана до Сухумского, выделяются две вытянутые вдоль берега области интенсивных аномалий: отрицательная — ближе к береговой полосе и положительная — южнее от нее. В юго-восточной части моря поле сравнительно умеренное.

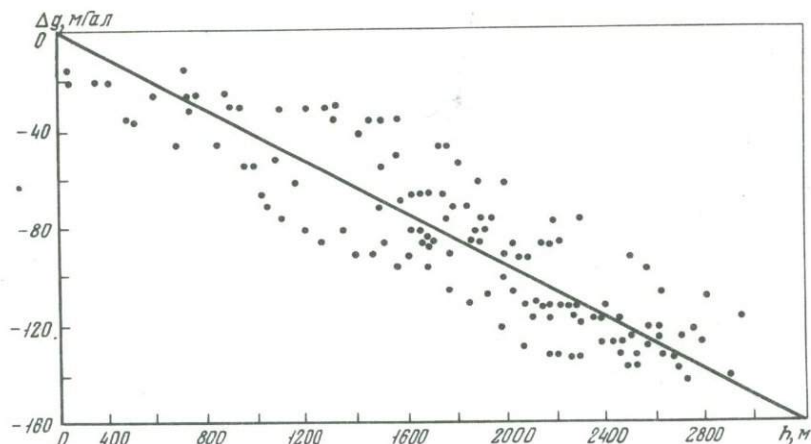


Рис. 2. Корреляционная зависимость  $\Delta g$  от  $h$  для территории Малого Кавказа



Рис. 3. Прогнозная гравитационная карта (в аномалии Буге) территории Восточной Турции и Северо-Западного Ирана

На территории Большого и Малого Кавказа фон гравитационного поля глубоко отрицателен. На нем выделяются относительные минимумы и максимумы регионального и локального распространения. Так, обширные области минимума отмечены над центральной (Эльбрусской) и восточной (Дагестанской) частями Большого Кавказа, а также на Джавахетско-Армянском нагорье (Малый Кавказ). В центральной части межгорной Кура-Рионской депрессии поле аномалии силы тяжести характеризуется большими отрицательными значениями, абсолютные величины которых постепенно уменьшаются через Дзирульский массив в сторону Черного моря.

В зоне антиклинория Малого Кавказа поле приподнято, но южнее от него вновь снижается до крупных отрицательных значений. Поле приподнято также и в Вандамо-Талышской зоне, где образуется одноименный региональный максимум аномалии субмеридионального направления. Этот максимум наиболее резко проявляется в южной части над Талышскими горами (здесь поле положительное с тенденцией распространения на территорию Ирана). Восточный склон аномалии отличается крупным горизонтальным градиентом. К северу этот максимум в более расплывчатом виде пролегает через Ширванскую степь и в районах сел Варташен и Лагич упирается в южные склоны Большого Кавказа. К востоку от описанного максимума вновь следует резкое падение поля, составляющего западную часть Каспийского регионального минимума.

В Каспийском море, восточнее Апшеронского полуострова, наблюдается региональный минимум аномалии. Он занимает господствующее положение в данной акватории. К востоку поле резко меняется, образуя широкую зональную аномалию юго-восточного направления, переходящую в положительное значение в восточной прибрежной зоне, западнее залива Кара-Богаз-Гол. Эта зональная аномалия прослеживается в Каспийском море в направлении Чемлек—Махачкала. Южная часть моря гравиметрически плохо изучена. Северная часть акватории характеризуется отрицательным полем в западной ее части и положительным — в восточной и северной частях.

Слабо дифференцированным гравитационным полем характеризуются территории Турции и Ирана. Значения  $\Delta g$  здесь варьируются в пределах от  $-60$  до  $-120$  мГал.

Кавказ в общем плане характеризуется глубокой депрессией гравитационного поля со сложной структурой, отражающей распределение основных аномальных масс и, следовательно, историю развития этого региона. На таком фоне распределения поля наиболее существенные аномалии отмечены в акваториях Каспийского и Черного морей, в центральной и восточной частях Большого Кавказа, в южной части Малого Кавказа, вдоль антиклинария Малого Кавказа и в Вандамо-Талышской полосе.

## 1.2. ДАННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На территории Кавказа в широком масштабе проводились работы сейсмическими методами, которые в ряде случаев значительно дополняли представления о глубинном строении исследуемой территории, а в некоторых случаях способствовали даже возникновению совершенно новых взглядов.

Многолетние наблюдения за землетрясениями и искусственными взрывами способствовали выявлению весьма ценных закономерностей и выводов по строению земной коры, сейсмическому районированию, изучению структуры осадочного комплекса.

На основе интерпретации наблюдений над близкими и отдаленными землетрясениями были определены глубины расположения поверхностей прерывности в земной коре. По данным Райко [1930], мощность земной коры Кавказа  $H = 50$  км, по данным Розовой [1939] —  $60 \pm 5$  км (мощность базальтового слоя  $14 \pm 5$  км, гранитного —  $46 \pm 5$  км). В Приказбекском районе, по данным Левицкой [1949],  $H = 60$  км, а по данным Карапетян [1953],  $H = 51$  для района Тбилиси—Рустави,  $50$  км — для района Казах и  $52$  км — для Южного склона Кавказа.

Более надежные данные о строении земной коры были получены Твалтвадзе [1960] по наблюдениям над распространением упругих волн, вызванных мощными взрывами в районах Боржоми и Кировабада.

В районе Боржоми в 1941—1945 гг. были зарегистрированы колебания почвы от четырех промысленных взрывов, произведенных на левом берегу Куры вдоль шоссе-ной дороги Боржоми—Ахалцихе. На основании анализа полученных сейсмограмм Твалтвадзе в этом районе выделил следующие слои: седиментный —  $3,5-4$  км, "гранитный" —  $20$  км и "базальтовый" —  $24$  км.

В Кировабадском районе велись наблюдения за тремя мощными взрывами, произведенными в Мингечауре, Куши и Дашкесане в 1947—1948 гг. В результате удалось выделить пять сейсмогеологических сред общей мощностью около  $48$  км [Твалтвадзе, 1960]: "осадочный слой" (I среда —  $4,5$  км, II среда —  $3,5$  км); "гранитный" слой (III среда —  $4,0$  км, IV среда —  $10,0$  км); "базальтовый слой" —  $26,0$  км.

Ко второму слою, исходя из соображений о геологическом строении этого района, можно отнести также и нижнюю часть седиментного слоя, которую не удалось выделить из-за малого отличия ее упругих свойств от гранитного слоя.

В районе Ткибули по колебаниям от мощного взрыва Твалтвадзе [1960] удалось определить мощности осадочного и гранитного слоев ( $17$  км).

Твалтвадзе предложил новый оригинальный метод изучения строения различных слоев земной коры и скоростей распространения в них сейсмических волн, основанный на использовании записей местных землетрясений и построении годографов  $S-P$ -волн с источником колебаний в коре [Твалтвадзе, 1960]. Им было получено, что в районе Ахалкалаки мощность гранитного слоя  $H_{гр} = 23 \div 24$  км, а осадочного  $H_{ос} = 4 \div 5$  км. В Кировабадском районе  $H_{ос} = 8 \div 9$ ,  $H_{гр} = 18$  и  $H_{б} = 23$  км. В районе Еревана  $H_{ос} = 6$ ,  $H_{гр} = 19$  и  $H_{б} = 22$  км (рис. 4).

На основе анализа записей Аджаро-Гурийского землетрясения установлены мощ-

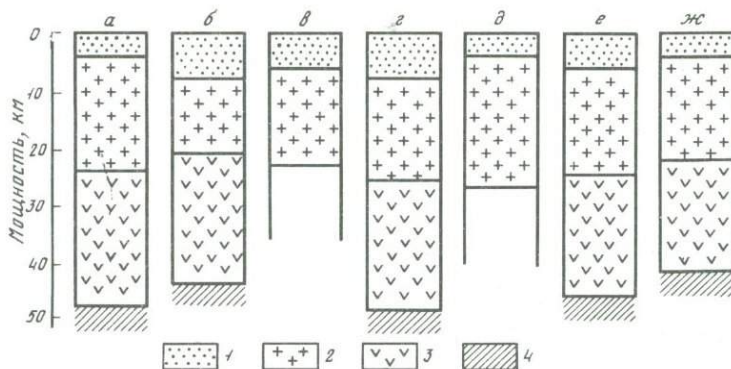


Рис. 4. Мощность земной коры некоторых районов Кавказа  
 а — Боржомское ущелье; б — Мингечаур; в — Ткибули; г — Гегечкори; д — Ахалкалаки; е — Ереван; ж — Ардаган. 1 — осадочный комплекс, 2 — гранитный слой, 3 — базальтовый слой, 4 — подкорковый субстрат

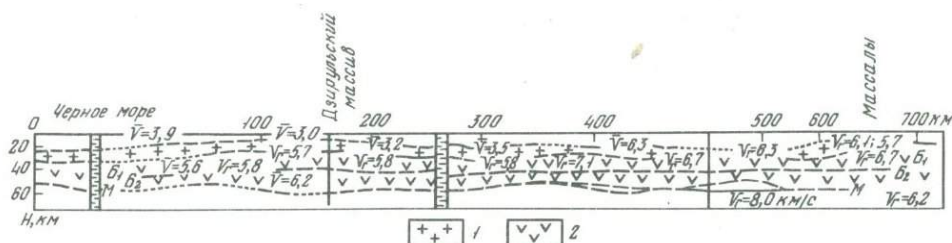


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез земной коры на субширотном профиле вдоль Закавказской межгорной зоны по профилю Гали—Масаллы  
 1 — гранитный слой, 2 — базальтовый слой

ности слоев земной коры в западной части Аджаро-Триалетского хребта:  $H_{ос} = 8 \div 10$ ,  $H_{гр+ос} = 28 \div 29$ ,  $H_б = 20 \div 21$  км [Твалтвадзе и др., 1966].

Кроме того, авторам удалось показать, что поверхность Мохоровичича от эпицентральной области воздымается в сторону Крымского полуострова.

Твалтвадзе [1966] определил также общую мощность земной коры в районе Ардагана (42 км), где мощность осадочного слоя 4–5, гранитного — 18–19 и базальтового — 20 км. Этим же методом определены элементы строения земной коры под эпицентрами с координатами, представленными в табл. 1.

По материалам землетрясения 6 марта 1968 г. в районе Гори общая мощность земной коры составляет 48 км (седиментный слой 5–6 км, гранитный слой 23–24 и базальтовый слой 19–20 км) [Твалтвадзе и др., 1966].

С целью изучения земной коры совместными усилиями Института физики Земли АН СССР, Института океанологии АН СССР, Института геофизики АН УССР и АН ГССР, ВНИИМОРГЕО МГ СССР, трестов "Спецгеофизика" МГ СССР, "Днепрогеофизика" МГ СССР, "Азморнефтегеофизика" МНП СССР, ВНИИ Геофизика МГ СССР, АзВНИИ Геофизика МГ СССР, АзНИИ добычи нефти МНП СССР проведены работы по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) на субширотном и субмеридиональном профилях территории Кавказа и омывающих его морей.

Субширотный профиль, расположенный в осевой части Закавказской межгорной депрессии, прослеживается от пос. Гали через Дзирульский массив до пос. Масаллы. Сейсмогеологический разрез по этому профилю показывает, что общая мощность земной коры меняется от 40 до 49 км (рис. 5).

Мощность осадочного слоя по этому профилю меняется от 0 (Дзирульский массив) до 15 км (Барда-Агджабеди). От Дзирульского массива мощность осадочного слоя увеличивается в обе стороны. Подстилающая осадочный слой поверхность консолидированной коры характеризуется граничной скоростью сейсмических волн

$V_T = 5,8 \div 6,2$  км/с. В консолидированной коре на глубинах 10–20 км выделяется поверхность базальтового слоя,  $V_T$  для которого по профилю меняется в пределах 6,7–7,0 км/с. Предположительно выделяется также поверхность с  $V_T = 7,2 \div 7,5$  км/с на глубине 30 км.

Данные сейсмического исследования субширотного профиля в основном подтверждают результаты работ 1957–1958 гг. о мощностях осадочного, гранитного и базальтового слоев по профилям ГСЗ Агджабеди–Бяндован и Ждановск–Подар.

Субмеридиональный профиль общей протяженностью до 300 км проходит по линии Бакуриани–Мизур–Степное и пересекает Кавказ примерно в центральной его части [Юров, 1963]. Были выделены поверхности раздела слоев – поверхность консолидированной коры и поверхность Мохоровичича. Общая мощность земной коры варьирует в пределах 32–45 км, причем поверхность Мохоровичича погружена под Большой Кавказ.

Под главным Кавказским хребтом поверхность консолидированной коры залегает согласно с рельефом дневной поверхности. В районе Рокского перевала эта поверхность залегает на глубине 300–400 м. Для решения же вопроса о слоистости консолидированной коры, как это отмечает Юров [1963], полученные данные оказались недостаточными.

На основе переинтерпретации сейсмического материала по субмеридиональному профилю Степное–Бакуриани по особенностям глубинного строения земной коры Краснопевцевой [1978] удалось выделить ряд крупных блоков (рис. 6).

На территории Восточного Предкавказья фундаментом является кровля палеозойских метаморфических отложений, находящихся на глубине 6–9 км, с граничными скоростями  $V_T = 5,8 \div 6,2$  км/с. Ниже этой поверхности на глубинах 12–16 км выделена преломляющая поверхность гранитного слоя с  $V_T = 6,2 \div 6,6$  км/с. В кристаллической коре выделяются две отражающие границы, пластовые скорости которых равны  $V_{пл} = 6,5 \div 6,6$  и 7,0 км/с. Общая мощность земной коры в пределах этого блока 41–42,5 км.

Южнее Алагира в Северо-Кавказском блоке палеозойский фундамент не выявляется. Предполагают, что этот слой выклинивается на границах этих блоков. Следует отметить, что этот факт имеет существенное значение для установления единой маркирующей поверхности так называемого кристаллического фундамента Кавказа. Кристаллический фундамент этого блока в основном слагается толщами кристаллических сланцев и гнейсов с мощными пластовыми телами гранитов. Мощность земной коры в Северо-Кавказском блоке на этом профиле максимальна и равна 51 км.

В пределах Южно-Кавказского блока поверхность фундамента вырисовывается на глубине 9–12 км. Поверхность Конрада залегает на глубинах 25–26 км, а поверхность Мохоровичича – на глубинах 43 км. В межгорной депрессии Закавказья поверхность гранитного слоя залегает на глубине 0,5–2,0 км. Мощность земной коры 49–50 км.

Мощность земной коры в центральной части Большого Кавказа по разрезу Гали–Эльбрус–Александровское возрастает до 60 км [Шейпелев, 1978]. При этом увеличение мощности коры происходит в основном за счет увеличения мощности гранитного слоя до 35 км (рис. 7).

На участке Волгоград–Шамхор субмеридионального профиля Волгоград–Нахичевань на основе комплексной интерпретации сейсмических, гравиметрических и аэромагнитных данных Краснопевцевой и другими [1967] построен сейсмогеологический разрез строения земной коры (рис. 8). Авторам удалось установить три отчетливые

Таблица 1

Глубина поверхности Мохоровичича под эпицентрами источников упругих волн

$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	$H_M$ , км	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	$H_M$ , км
42,4	45,0	45	40,3	45,5	50
42,5	45,8	46	40,3	44,8	47*
42,5	48,8	46	41,2	44,0	52
41,2	45,3	50	42,5	44,6	46
41,4	44,0	51	41,5	44,8	50
40,3	46,0	51	42,5	44,9	51

\* $H_{ос} = 6$ ,  $H_T = 19$ ,  $H_B = 22$  км.

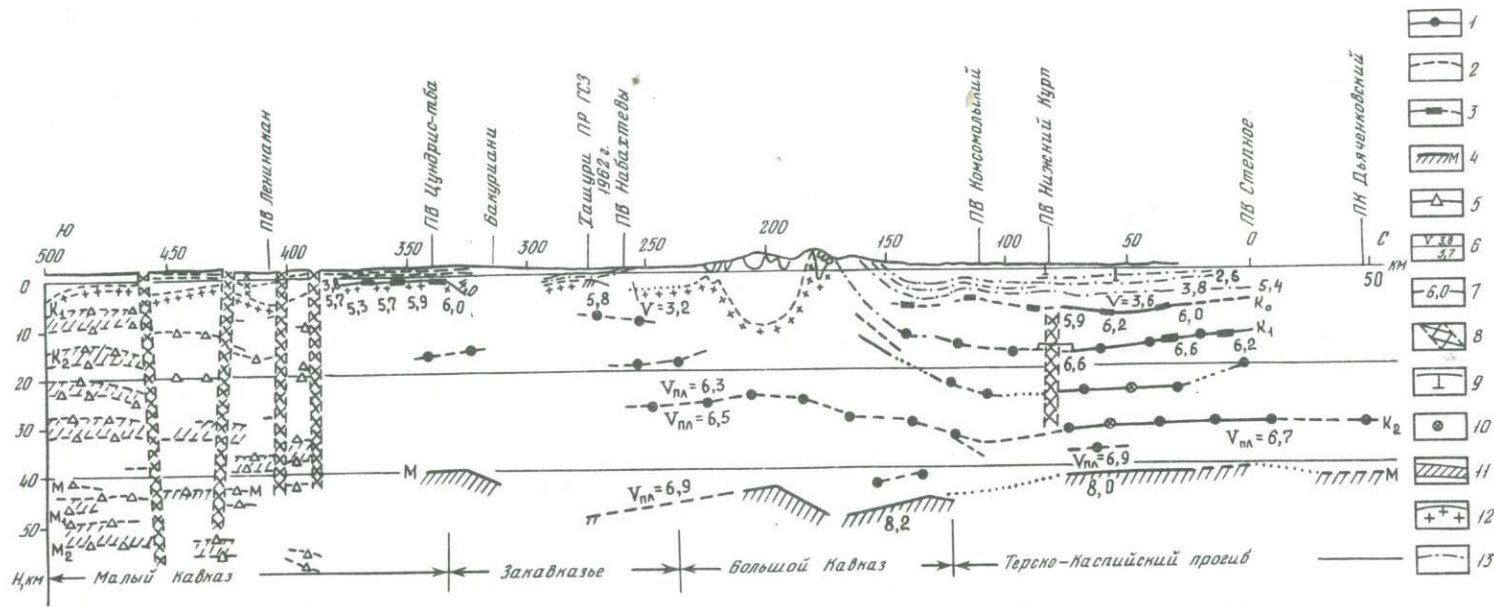


Рис. 6. Сейсмогеологический разрез земной коры через Скифскую плиту и Кавказскую систему по профилю Степное—Бакуриани

1, 2 — отражающие площадки по данным интерпретации закритических отражений и метода отраженных волн соответственно, 3 — границы по данным интерпретации рефрагированных волн, 4 — поверхность Мохоровичича по данным обработки преломленных волн, 5 — граница раздела по данным обработки записей станций "Земля", 6 — значения средней (вверху) и граничной скоростей (км/с), 7 — изолинии пластовой скорости  $V_{пл}$ , км/с, 8 — зоны глубинных разломов, 9 — скважины, 10 — точки дифракции, 11 — переходные зоны в коре и верхней мантии, 12 — поверхность докембрийского фундамента, 13 — отражающие горизонты в осадочном чехле

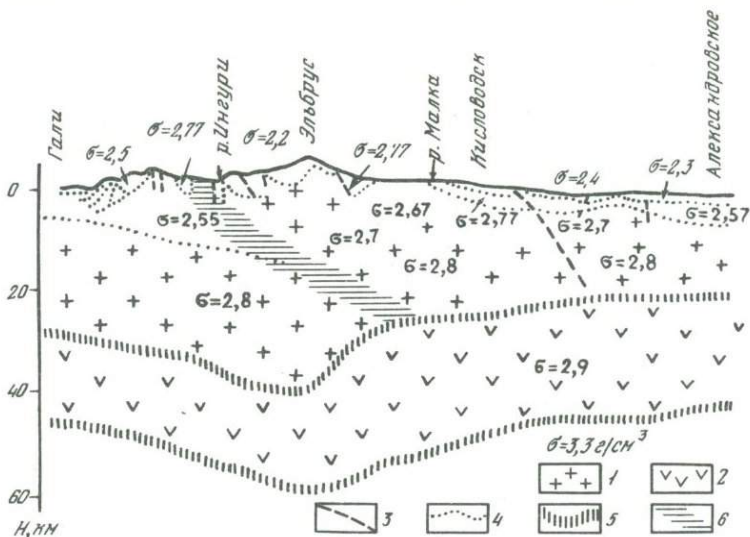


Рис. 7. Плотностный разрез земной коры по профилю Гали—Эльбрус—Александровское

1, 2 — гранитный и базальтовый слои соответственно, 3 — предполагаемые разломы, 4 — границы раздела в мезозойских и кайнозойских отложениях, 5 — верхняя и нижняя поверхности базальтового слоя, 6 — предполагаемые зоны глубинных разломов

границы — поверхности палеозойского складчатого фундамента, гранитного слоя и Мохоровичича (вариант 1967 г.). Интересно заметить, что по этому профилю поверхности палеозойского фундамента и гранитного слоя на всем участке эпигерцинской платформы залегают согласно.

Граница палеозойского фундамента ( $V_r = 5,2 \div 5,6$  км/с) постепенно погружается от вала Карпинского в сторону Предкавказского прогиба от 1,8–2,0 до 7–8 км. На южном участке профиля палеозойский метаморфический комплекс выклинивается, и основанием осадочного слоя является поверхность гранитного слоя ( $V_r = 5,6 \div 6,4$  км/с), которая в зоне мегантиклинория Большого Кавказа воздымается до 4–5 км, а далее, в зоне Куринской депрессии, погружается до 14–15 км.

В зоне Предкавказского профиля поверхность гранитного слоя с граничной скоростью сейсмических волн  $V_r = 5,6 \div 6,4$  км/с залегают на глубине примерно 14–16 км. Она плавно воздымается в сторону вала Карпинского и затем в Прикаспийской впадине снова погружается до 15–16 км. Мощность земной коры по этому профилю постепенно увеличивается (от 40 до 42 км) от Прикаспийской впадины до Предкавказского прогиба. Зона мегантиклинория Большого Кавказа характеризуется мощностью в 56 км.

В Азово-Кубанской впадине по профилю Ленинградская—Геленджик при изучении строения земной коры и верхней мантии с помощью аппаратуры "Земля" выделен ряд крупных региональных блоков земной коры: Черноморско-Кубанский прогиб, Белогорско-Березанский макровал, Тимашевская ступень, Западно-Кубанский прогиб и мегантиклинорий Большого Кавказа. Предполагают, что эти блоки отделены один от другого глубинными разломами [Померанцева и др., 1969]. Для этого разреза земной коры (рис. 9) характерно отсутствие непрерывных границ раздела вдоль всего профиля.

В пределах первого блока, захватывающего часть скифской платформы, триас-юрский фундамент залегают на глубинах 1,6–2,5 км, а поверхность докембрийского фундамента — на 1,7–8,2 км. Четко выделяются поверхности Конрада и Мохоровичича на глубинах 20–22 и 30–40 км соответственно.

Во втором блоке поверхность триас-юрского фундамента с севера на юг погружается плавно. Почти горизонтально залегают поверхности палеозойского фундамента на глубинах 5–6 км. На поверхности докембрийского фундамента, залегающей на северном участке на глубине 15 км, имеется выступ на юг пятикилометровой амплитуды. Неуверенно выделяется поверхность Конрада. Обнаруживаются три поверхности Мохоровичича, залегающие на глубинах 33–34, 38–39 и 42–43 км.



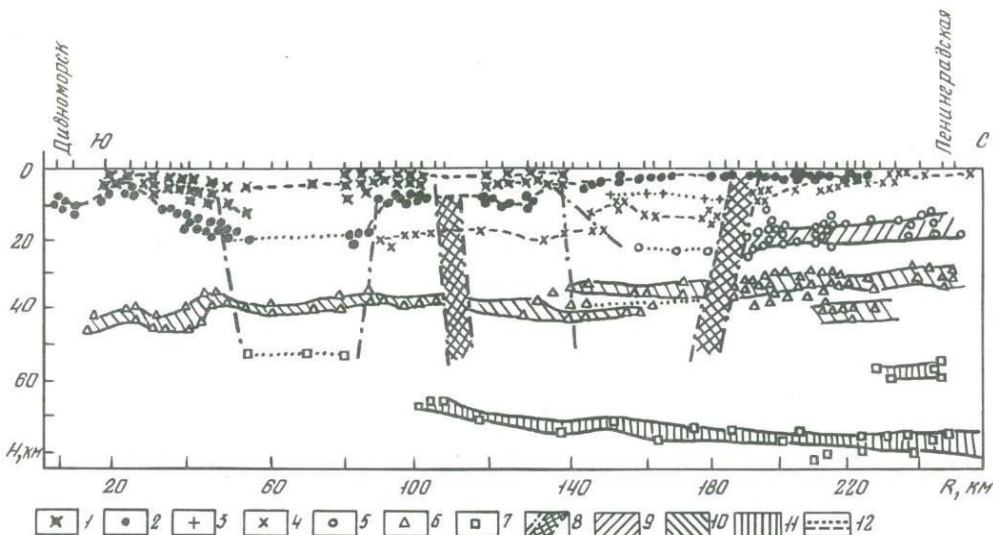


Рис. 9. Разрез коры и верхней мантии Земли, построенный по профилю Ленинградская—Дивно-  
морское

1—7 — точки обмена (1 — в толще осадочных пород, 2 — на поверхности триас-юрского фундамен-  
та, 3 — возможно, на поверхности палеозойского фундамента, 4 — на поверхности докембрийского  
фундамента, 5 — в зоне раздела гранитного и базальтового слоев, 6 — в зоне перехода от коры к ман-  
тии, 7 — в слоях верхней мантии Земли), 8 — линии и зоны разломов, 9 — базальтовый слой, 10 —  
первый и третий поверхности Мохоровичича, 11 — слои в мантии, 12 — участки с неизвестными дан-  
ными по волнам PS

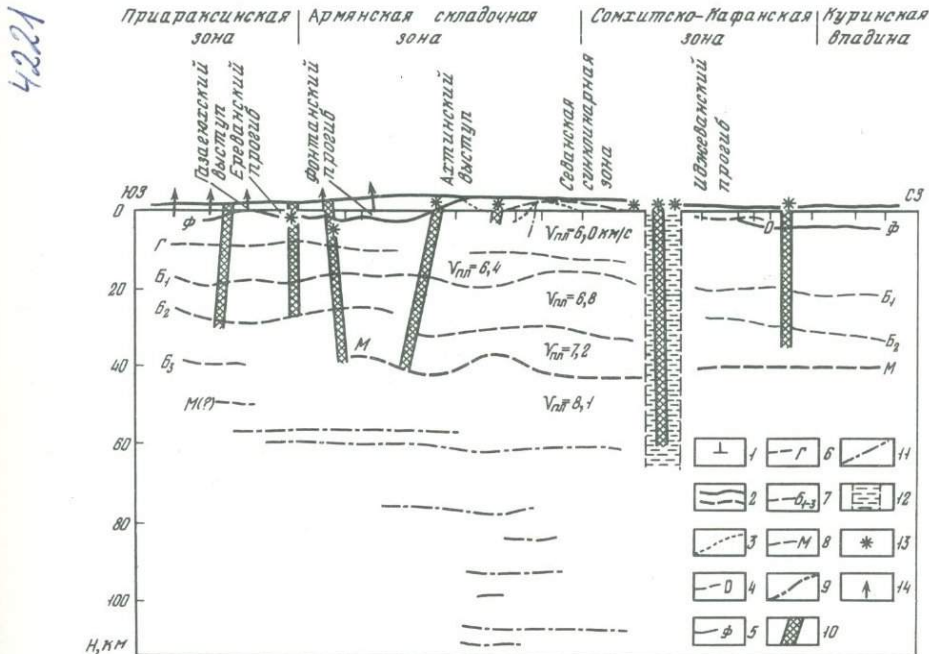


Рис. 10. Сейсмологический разрез через структуры Закавказья

1 — стоянка станций "Земля", 2—9 — границы обмена (2 — по уверенным (сплошная) и менее  
уверенным (штриховая линия) данным, 3 — предполагаемые, 4 — в осадочной толще, 5 — на по-  
верхности фундамента, 6 — в гранитном слое, 7 — в базальтовом слое, 8 — на поверхности Мохоро-  
вичича, 9 — в верхней мантии), 10 — разломы, 11 — предполагаемые разломы, 12 — зона развития  
офиолитов, 13 — эпицентры землетрясений, 14 — глубокие скважины



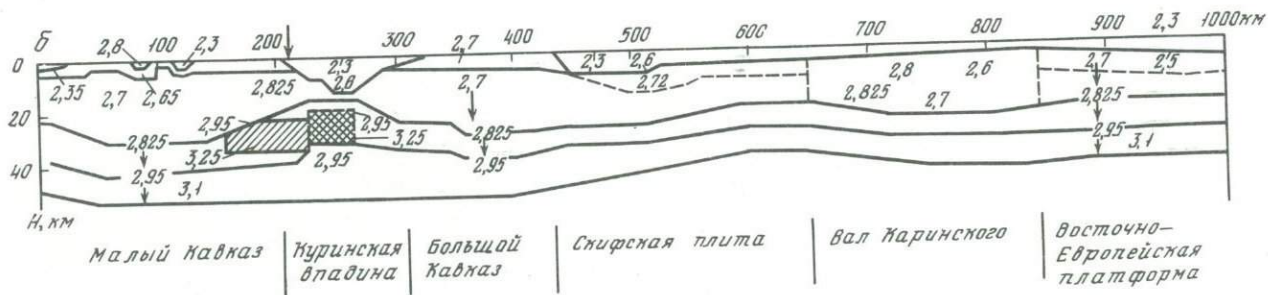
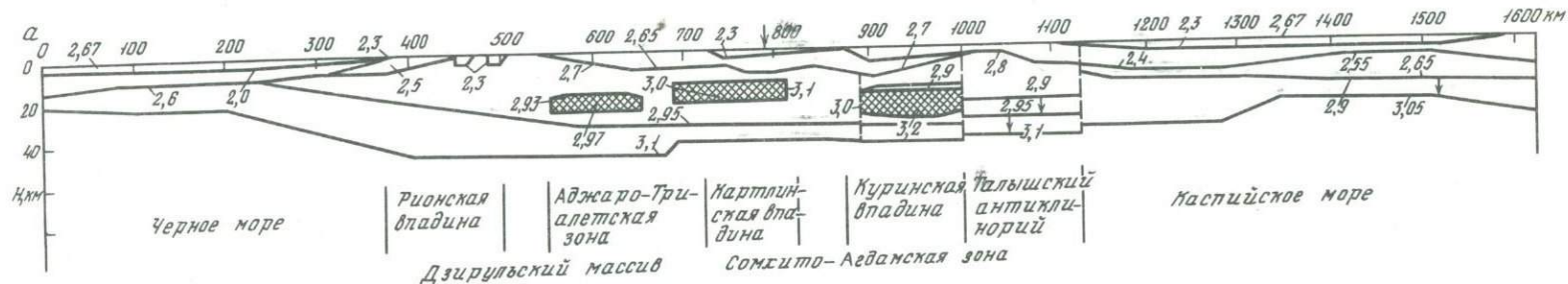


Рис. 11. Плотностная модель земной коры по профилям Черное море—Каспийское море (а) и Волгоград—Нахичевань (б)

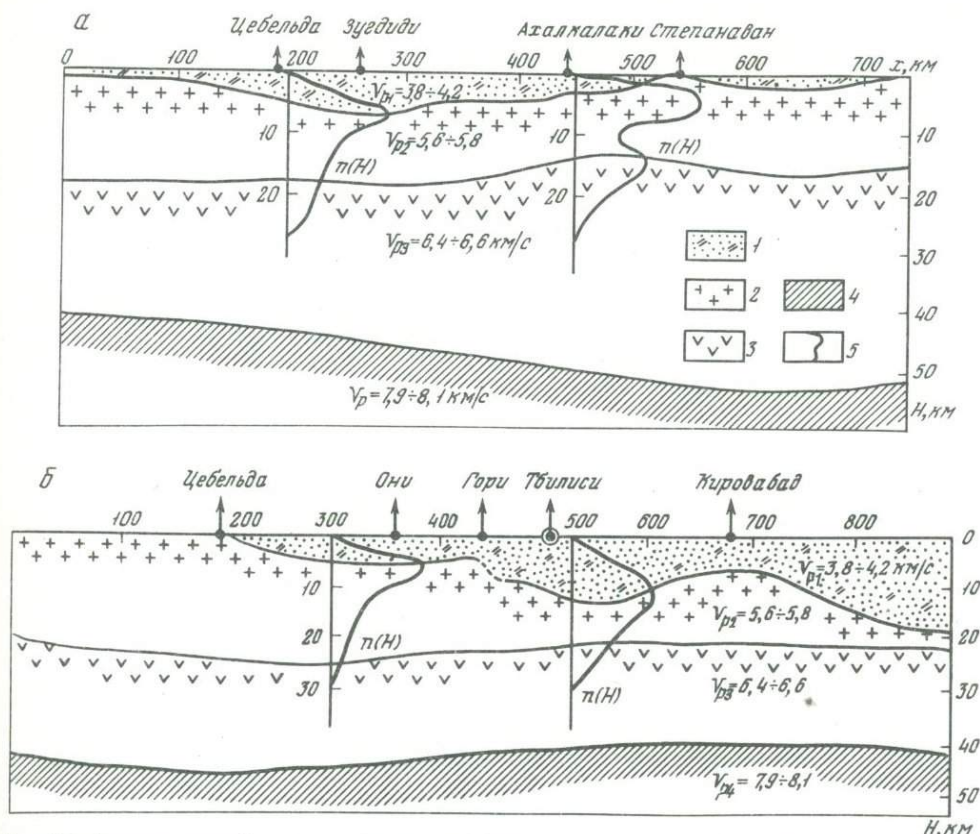


Рис. 12. Разрезы земной коры по профилям Цебельда—Степанаван (а) и Цебельда—Кировавад (б)  
 1—3 — седиментный, гранитный и базальтовый слои соответственно, 4 — поверхность Мохоровичича, 5 — графики распределения гипоцентров с глубиной

Для третьего блока характерно наличие большого количества нарушений; поверхность триас-юрского фундамента залегает на глубине 8,5 км, поверхность докембрия — на глубинах 18–20 км. Поверхность Конрада в этой зоне не прослеживается. Глубина залегания поверхности Мохоровичича изменяется от 42 км на севере до 30 км на юге.

В Западно-Кубанском прогибе (четвертый блок) поверхность триас-юрского фундамента залегает примерно на глубине 20 км, а поверхность Мохоровичича — на глубинах 36–37 км. Поверхность Конрада не выделяется.

В пределах пятого блока намечается резкое воздымание поверхности триас-юрского фундамента до 4–5 км. Поверхность Мохоровичича под Кавказскими горами залегает на глубине 42–43 км.

На территории Армении с целью изучения глубинного строения и сейсмичности района проводились исследования с помощью аппаратуры "Земля" [Егоркина и др., 1973]. В результате наблюдений были построены сейсмологические разрезы земной коры по нескольким субширотным и субмеридиональным профилям территории Армении. На этих разрезах дается положение поверхностей основных слоев земной коры и определено пространственное положение глубинных разломов, наиболее крупными из которых являются Севано-Акеринский и Ереванский структурно-тектонические швы. Разломы имеют глубинный характер, проникая внутрь земной коры на 40–50 км, сместители крыльев разлома почти вертикальны, а амплитуда смещения крыльев 1–5 км. Эти разломы делят территорию Армении на три основные тектонические зоны: Сомхитско-Кафанскую, Армянскую и Приараксинскую.

На разрезе по профилям юго-запад—северо-восточного направления наблюдается увеличение мощности земной коры с северо-востока на юго-запад (рис. 10) от 38–40 км в Куринской впадине до 50–52 км в Приараксинской зоне.

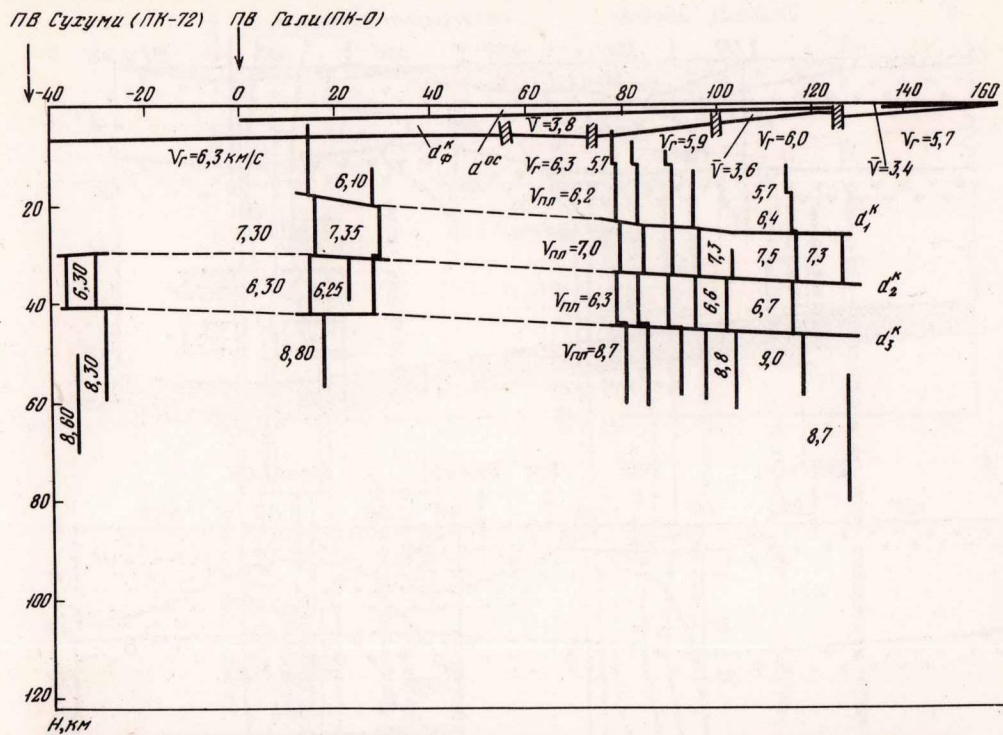


Рис. 13. Скоростной разрез земной коры и верхней мантии в межгорной депрессии Грузии

Егоркина [1978] выделяет три типа строения земной коры. Первый тип, наблюдающийся в пределах Куринской впадины и Иджеванского прогиба Сомхитско-Кафанской зоны, характеризуется сокращенной мощностью земной коры ( $H = 40$  км), большой мощностью осадочного чехла (6–12 км) и одинаковой мощностью гранитного и базальтового слоев (по 18–20 км).

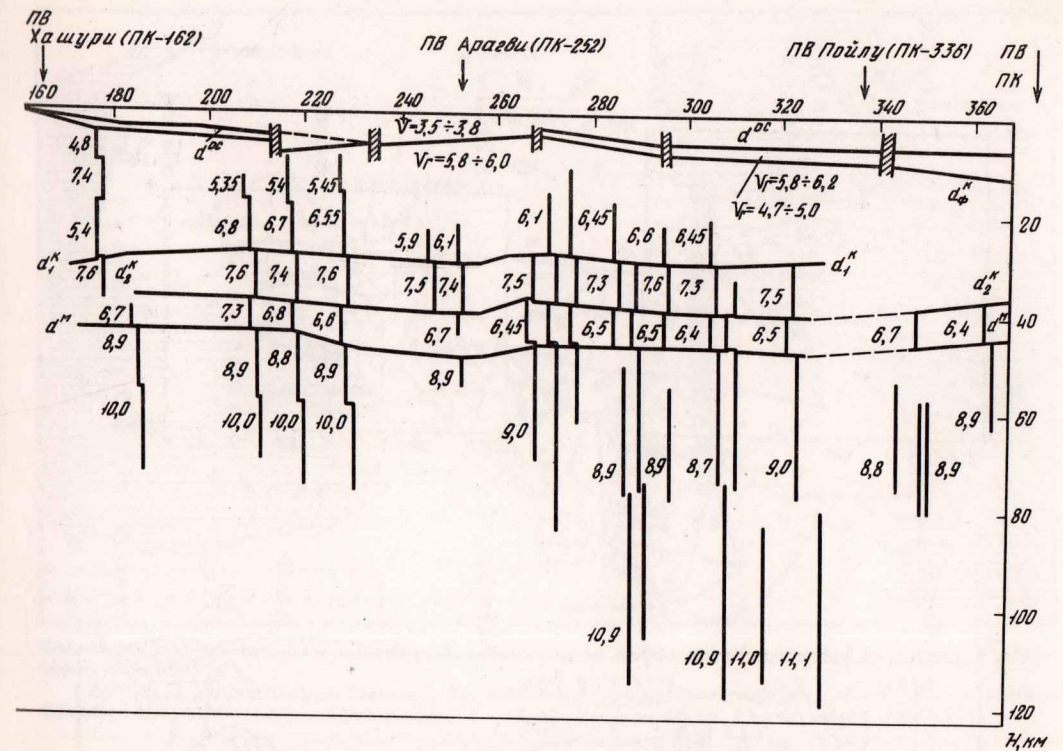
Второй тип отличается мощностью земной коры 40–45 км и развит в пределах Армянской складчатой зоны. Здесь наблюдается резкое изменение мощности осадочного слоя, незначительное увеличение мощности базальтового слоя по сравнению с гранитным, сильное расслоение и неспокойное, несогласованное поведение всех границ обмена, с резкими перепадами глубин и мощностей отдельных слоев.

Третий тип строения земной коры отмечается в пределах Приараксинской зоны и характеризуется увеличением мощности земной коры до 45–55 км за счет резкого увеличения мощности базальтового слоя (27–33 км) и большим количеством промежуточных границ обмена между основными границами.

Интересно отметить, что в Присеванском офиолитовом поясе отмечается почти полное отсутствие границ раздела от поверхности до глубины 50 км.

На основе совместной обработки материалов ГСЗ, гравиметрии и данных о тепловом потоке Бурьяновым, Гордиенко и Павленковой [1979] для территории Кавказа построены комплексные модели земной коры и верхней мантии по профилям Черное море–Каспийское море и Волгоград–Нахичевань (рис. 11). Эти модели представляют особый интерес, поскольку на них даются распределения плотности по глубине ( $\text{в г/см}^3$ ).

Применяя методики ГСЗ для интерпретации данных землетрясений Кавказа с целью изучения глубинного строения земной коры, Мурусидзе [1976] построил сейсмогеологические разрезы по направлениям Северо-Западный Кавказ–Армянское нагорье и Северо-Западный Кавказ–Кировабад–Каспийское море (рис. 12). Мощность земной коры в начале этих профилей (район Красной Поляны) около 40–42 км. По первому профилю в юго-восточном направлении мощность постепенно увеличивается, дости-



гая в конце 56–58 км. Поверхность Конрада в начале профиля залегает на глубине 20–22 км и постепенно воздымается в конце до глубины 15–16 км.

По профилю Межгорной депрессии Закавказья глубина залегания поверхности Мохоровичича незначительно изменяется в пределах 45–50 км. Поверхность Конрада имеет тенденцию общего погружения в сторону Каспийского моря. Интересно отметить, что по материалам землетрясений не намечается увеличение скорости сейсмических волн с глубиной в каждом слое.

На основе обработки сейсмических данных, полученных с шести пунктов взрыва (ГСЗ) в западной Грузии, построены поле лучевых скоростей, вертикальные годографы и скоростные разрезы до глубин порядка 50–60 км на участке Сухуми–Пойлу (рис. 13) [Иоселиани, 1969; Диасамидзе и др., 1980]. По этим разрезам в консолидированной коре выделяются четыре скоростных слоя. Первый слой  $V_{пл} = 5,5 \div 5,7$  км/с, мощность 12–14 км; второй слой – 6,0–6,4 км/с, 8–10 км; третий слой – 7,0–7,5 км/с, 10–12 км и четвертый – 6,2–6,7 км/с, 6–8 км. На основе этих данных среднее значение пластовой скорости для верхней части консолидированной коры, отождествленной с гранитным слоем, получается равным 5,84 км/с, а для нижней части – 6,88 км/с. Отмечены существование слоя с пониженной скоростью ( $V_{пл} = 6,2 \div 6,7$  км/с) над поверхностью Мохоровичича и высокие значения  $V_{пл} = 8,7 \div 9,2$  км/с, полученные для верхней мантии. Авторы указывают, что это явление требует более тщательного исследования. Сходная картина получилась и для территории Восточной Грузии.

На рис. 14 приводятся полученные методом ГСЗ сейсмические разрезы по профилям Бяндован–Агджабеди, Ждановск–Падар и Массалы–Хошмензи [Вольвовский, Вольвовский, 1975], где дается сейсмическая характеристика верхней части земной коры территории восточной части Куринской депрессии.

На основе сопоставления экспериментальных данных по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн Рэлея и Лява с теоретическими дисперсионными кривыми, построенными для двухслойной модели земной коры, Саваренскому и др. [1980] и Сихарулидзе [1978] удалось определить мощность земной коры и составных ее

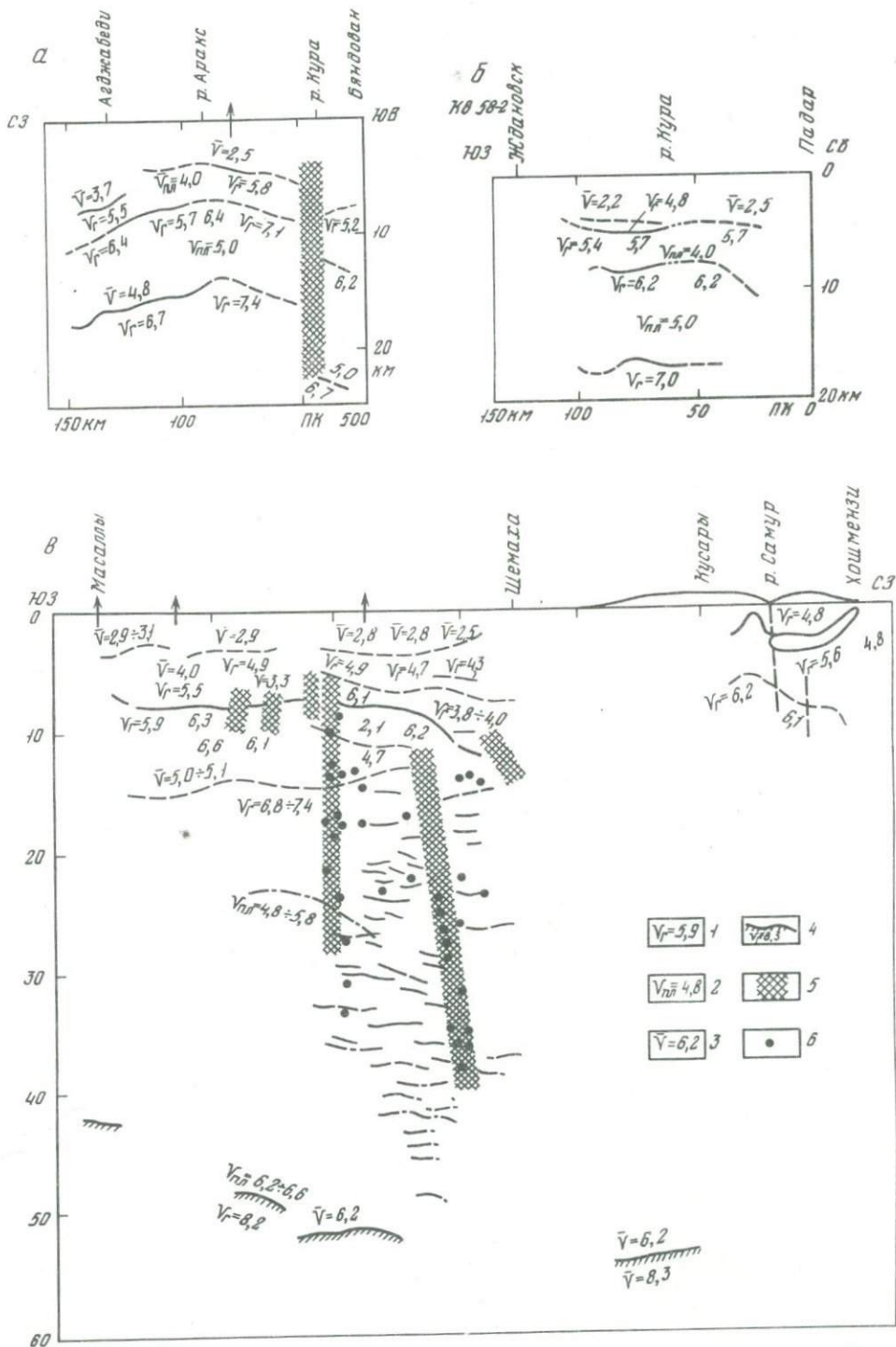


Рис. 14. Сейсмические разрезы земной коры по профилям ГСЗ Бнядован—Агджабеди (а) Ждановск—Падар (б) и Астара—Дербент (в)

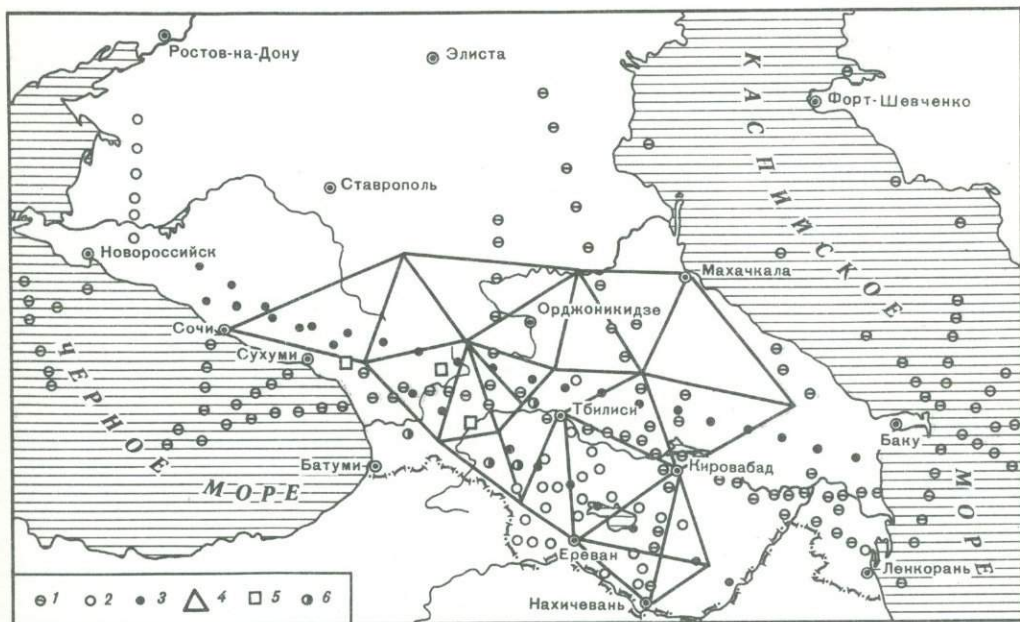


Рис. 15. Схема расположения профилей сейсмических исследований разными методами на территории Кавказа

1 — ГСЗ, 2 — аппаратурой "Земля", 3 — сейсмического профилирования, 4 — по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн, 5 — по мощным взрывам, 6 — по землетрясениям

слоев на Кавказе. Так, для восточной части Большого Кавказа внутри треугольника сейсмических станций Лагодехи—Душети—Махачкала мощность земной коры  $55 \pm 3$  км. Такого же порядка мощность ( $55 \pm 5$  км) получается под территорией между сейсмическими станциями Шемаха—Махачкала—Лагодехи—Грозный—Душети и в центральной части Большого Кавказа, оконтуренной сейсмическими станциями Саберио—Они—Пятигорск. Внутри треугольника Сочи—Саберио—Пятигорск в Западной части Большого Кавказа мощность земной коры уменьшается до  $51 \pm 5$  км.

Закавказский срединный массив по этим данным характеризуется более низкими значениями мощности земной коры: в районе треугольников сейсмических станций Гори—Душети—Тбилиси, Тбилиси—Лагодехи—Душети и Тбилиси—Кировабад—Лагодехи 45 км, а в районе треугольника Кировабад—Шемаха—Лагодехи — 40 км. На Джавахетском нагорье мощность земной коры в районе сейсмических станций Ленинакан—Степанаван—Тбилиси—Бакуриани—Гори получилась равной  $47 \pm 3$  км.

В восточной части Малого Кавказа, внутри территории расположения сейсмических станций Ереван—Нахичевань—Гори—Кировабад мощность земной коры составила  $48 \pm 3$  км [Сихарулидзе, 1978; Саваренский и др., 1980].

На основе интерпретации экспериментальных фазовых скоростей поверхностных волн, сформированных в верхних слоях земной коры, для территории Картлийской депрессии, Джавахетского нагорья и Малого Кавказа определены мощности осадочного и гранитного, а также промежуточного (находящегося между гранитным и базальтовым) слоев. Так, для Картлийской депрессии мощность гранитного слоя получилась равной 14–15 км, а промежуточного — 9 км. На Джавахетском нагорье общая мощность  $28 \pm 3$  км соответствует трем слоям: седиментному и гранитному (в сумме 19 км) и промежуточному (9–10 км) [Сихарулидзе, 1978].

На рис. 15 показано расположение основных профилей исследования земной коры методами ГСЗ, сейсмического профилирования и путем интерпретации экспериментальных фазовых скоростей поверхностных волн, а также показаны отдельные пункты, где для получения данных использовались мощные взрывы и землетрясения.

Таким образом, по совокупности сейсмических материалов установлено существование всех основных поверхностей раздела земной коры на Кавказе. Правда, это не

всегда справедливо по отношению к поверхности Конрада, ибо в некоторых работах ее существование ставится под сомнение.

Все приведенные материалы (сейсмические, ГСЗ) стали основой для создания первичной трехслойной объемной модели строения земной коры на Кавказе, а также для установления плотностных характеристик отдельных слоев земной коры.

В этом разделе приводятся результаты многочисленных сейсморазведочных работ (КМПВ, МОВ) и данные сейсмического каротажа по исследованию осадочного чехла территории Кавказа. Эти данные учтены при построении поверхности консолидированной коры как предпосылка для установления плотностной характеристики осадочного слоя.

Ниже рассматриваются вопросы плотностной характеристики слоев земной коры, необходимой для создания первичной объемной модели.

### 1.3. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ (ПЕТРОПЛОТНОСТНАЯ) ХАРАКТЕРИСТИКА СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Петрофизическая характеристика слоев земной коры региона исследования занимает одно из центральных мест в общей совокупности геолого-геофизических предпосылок, так как от того или иного значения физического свойства, являющегося объективной характеристикой горных пород, целиком зависит обоснование геофизической интерпретации.

Физические свойства горных пород определяются их литолого-минералогической характеристикой и совокупностью геологических процессов, которые происходят в породах. Это обстоятельство со своей стороны дает возможность по физическим свойствам изучать геологические процессы, в той или иной степени изменившие эти свойства.

Плотность — один из важных физических параметров горных пород, лежащих в основе применения гравиметрического метода, используемого для изучения строения земной коры и разведки полезных ископаемых. С целью интерпретации данных по гравитационному полю и для изучения разрешающей способности гравиметрического метода на территории Кавказа различными организациями проводились работы по определению плотности горных пород. Эти работы велись начиная с 1944 г. по отдельным районам Кавказа. Помимо образцов горных пород, взятых по обнажениям геологических образований, различных по возрасту и литологии, исследовались керновые материалы из разведочных и опорных скважин.

Плотностная характеристика горных пород, слагающих осадочный комплекс и докембрийский и палеозойский фундаменты Кавказа, дается по основным тектоническим зонам этого региона. При этом плотности образцов горных пород по обнажениям и кернового материала на территории восточной части Большого Кавказа, Аджаро-Триалетской системы и Южной Грузии изучены автором [Шенгелая, 1957, 1959, 1967, 1968], по Большому Кавказу и Грузии — совместно с Балавадзе [Балавадзе, Шенгелая, 1958, 1963; Балавадзе и др., 1960, 1966б], а для остальной части исследуемой территории данные о плотности и некоторых физических свойствах горных пород заимствованы нами из отчетов, отдельных работ и монографий по физическим свойствам изверженных осадочных и метаморфических горных пород, развитых на территории Кавказа [Балавадзе, 1957; Брюсов, Епифанов, 1970; Володарский, 1965; Вольвовский, 1973; Гаджиев, 1965; Грузман и др., 1967; Дортман, 1964; Дюков, 1964; Иванов, Микельсон, 1974; Мартиросова, Прозорович, 1967; Оганесян, 1972б; Попов и др., 1967; Хорева, 1964].

В настоящей главе делается первая попытка обобщения всех этих материалов, проведенная с целью установления средних значений плотностей основных слоев земной коры на Кавказе.

#### Краткий очерк тектоники

В тектоническом отношении Кавказ представляет собой гетерогенное сооружение, в пределах которого выделяется ряд крупных геотектонических единиц, отличающихся одна от другой характером строения и геологического развития.

С севера Кавказ ограничивается Русской докембрийской платформой, а в состав собственно Кавказа входят два геоструктурных элемента первого порядка: Предкав-

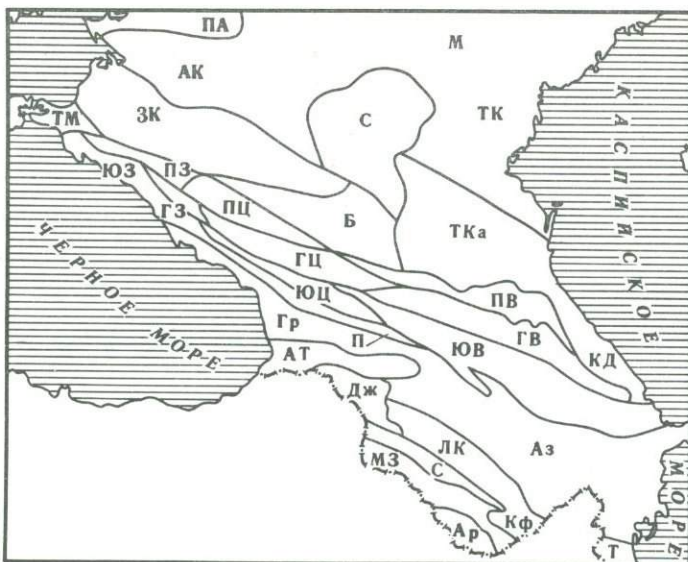


Рис. 16. Схема тектонического районирования территории Кавказа

казская эпигерцинская платформа и Кавказский сегмент Альпийского складчатого пояса.

Каждая из названных геоструктурных единиц подразделяется на целый ряд зон и подзон, характеризующихся индивидуальностью геологического развития.

Основой для принятой здесь схемы геотектонического районирования Кавказа послужили работы Ренгартена [1939], Хаина [1951; 1959, 1968, 1969, 1975], Джанелидзе [1953], Паффенгольца [1959], Дубинского [1962], Муратова [1962; 1965], Милановского и Хаина [1963], Гамкрелидзе [1966а, б], Адамия [1968], Асланяна [1969], Пустильникова и др. [1969], Семенова [1975].

На схеме тектонического районирования Кавказа (рис. 16) использованы следующие обозначения: ПА — Приазовский выступ Украинского щита.

Предкавказская эпигерцинская платформа: М — Манычский, АК — Азово-Кубанский, ТК — Терско-Кумский погруженные участки, С — Ставропольский приподнятый участок, ЗК — Западно-Кубанский, ТКа — Терско-Каспийский, Тм — Таманский, КД — Кусаро-Дивичинский альпийские передовые прогибы, наложенные на эпигерцинскую платформу (ЗК, ТКа) и складчатую систему Большого Кавказа (Тм, КД).

Альпийский складчатый пояс: Б — Бечасынская (Лаба-Малкинская) зона; ПЦ — центральный сегмент, ПЗ — западный сегмент, ПВ — восточный сегмент зоны Передового хребта.

Складчатая система Большого Кавказа (зона Главного хребта); ГЗ — подзона западного погружения, ГЦ — подзона центрального воздымания, ГВ — подзона восточного погружения.

Зона Южного склона: ЮЗ — западный флишевый синклиналий, ЮЦ — центральный сегмент, ЮВ — восточный флишевый синклиналий.

Закавказский срединный массив: Гр — Грузинская глыба, Дж — Джавахетская зона Арвинско-Болнисской глыбы, Аз — Азербайджанская глыба, П — переходная зона предгорий, ЛК—Кф — Локско-Карабахско-Кафанская переходная зона, Ат — Аджаро-Триалетская зона, С — Севано-Акеринская складчатая система, Т — Тальшская зона.

Армянско-Араксинская субплатформа: МЗ — Мисхано-Зангезурская зона, Ар — Араксинская зона.

При описании стратиграфии Кавказа и южного края Русской платформы использованы материалы, опубликованные в серии "Геология СССР" [1968, 1964, 1970, 1972], Геология Большого Кавказа [1976], а также монографии Паффенгольца [1959], Милановского и Хаина [1963].

Приазовский выступ Украинского щита Русской платформы и Предкавказская эпигерцинская платформа. В Приазовском выступе Украинского кристаллического щита Русской платформы выделяются нижний и верхний архей и протерозой. К нижнему архею относятся комплексы кристаллических сланцев, метабазитов (перидотиты, пироксениты, амфиболиты, габбро-амфиболиты, гнейсы и эклогиты), кварцитов, мраморов и различных гнейсов.

Верхний архей слагается комплексом гнейсов, магматитов и двумя группами интрузий.

Протерозой Приазовья представлен аляскитами, биотит-роговообманковыми гранитами и сиенитами, габбро-сиенитами, пироксенитами, перидотитами, габбро-пироксенитами и габбро. В погруженной части Русской платформы и фундамента Скифской плиты Предкавказья к докембрию относятся все гнейсограниты, гнейсы, амфиболиты, а также большая часть гранитов. Значения плотностей этих пород приведены в табл. 2.

Сведения о девонских, каменноугольных и пермских отложениях Предкавказья основываются на материалах исследования глубоких скважин.

Девон Предкавказья представлен значительно дислоцированными филлитизированными сланцами, песчано-глинистыми, слабослюдистыми, алевролитоглинистыми, глинисто-хлоритовыми, глинисто-серицитовыми, кварцевыми и слюдисто-песчанистыми сланцами с примесью туфогенного материала и прослоями аркозовых песчаников.

Плотностная характеристика девонских отложений района с. Ново-Троицкое дается в табл. 3.

Отложения карбона распространены на большей части Предкавказья и представлены глинистыми сланцами и песчанистыми сланцами, реже песчаниками и известняками, сильно уплотненными и в разной мере дислоцированными. Палеонтологически они охарактеризованы слабо, и выводы об их возрасте преимущественно базируются на определении фауны фораминифер из нескольких скважин. К тому же фаунистически датированы отложения нижнего и верхнего карбона, а присутствие среднего карбона достоверно не установлено. Общий формационный состав предкавказского карбона больше напоминает донецкий, нежели северокавказский.

В табл. 4 приводятся пределы изменения  $\Delta\sigma$  и средние значения  $\bar{\sigma}$  плотности пород нижнего и верхнего отделов карбона Приазовской части Украинского кристаллического массива.

Пермские отложения Восточного Предкавказья (восточнее Ставропольского поднятия) сложены преимущественно слабодислоцированными карбонатными отложениями, представленными известняковыми брекчиями, известковистыми, аргиллитами и аргиллитами (см. табл. 4). Фаунистически (фораминиферы) обосновано лишь наличие нижней перми.

Докембрийские породы Приазовья в восточном и южном направлениях погружаются под кайнозойский платформенный чехол. Буровыми скважинами под кайнозойем в районах Таганрога и Ростова-на-Дону вскрыты верхнемеловые отложения, трансгрессивно налегающие на породы докембрия [Паффенгольц, 1959].

В основании верхнего мела Таганрогской скважины отмечаются базальные конгломераты (мощность 24,6 м), выше которых следуют пестроцветные мергели (98 м; условно турон—сантон), темные мергели кампанского яруса (152 м), известняки и глины (10 м; условно маастрихт). В Ростовской скважине верхний мел (сантон—нижний кампан), представленный мергелями, известняками и глинами, имеет мощность 202 м. Палеоген здесь представлен мергелями, песчаниками, известняками, мергелистыми глинами, глинами с прослоями песчаников.

В Приазовском районе неогеновые отложения налегают непосредственно на породы докембрия. Неоген начинается отложениями чокракского горизонта (песчаники, глины, мергели), за которыми следуют глины, пески, песчаники, известняки среднего и верхнего миоцена; известняки, железистые песчаники, глины и пески плиоцена.

Фаунистически датированные трасовые отложения известны лишь в Западном Предкавказье, где они значительно дислоцированы и трансгрессивно перекрыты платформенными осадками юры, мела и палеогена. К нижнему триасу с некоторой долей условности относятся плотные слоистые известняки (до 100 м), несогласно залегающие на палеозойских гранитах. Средний триас представлен грубозернистыми песчаниками с прослоя-

Таблица 2

## Плотность пород приазовской части Украинского кристаллического массива

Породы	Средняя плотность	Породы	Средняя плотность
<b>Кислые</b>		<b>Ультраосновные</b>	
Граниты	2,61/3263*	Пироксениты	3,10/233
Аплиты и аплитоидные граниты	2,58/641	Перидотиты	3,14
Гранодиориты	2,65/28	Верлиты	3,34
Кварцевые порфириды	2,63/26	Серпентиниты	2,40/3
Кварц жильный	2,62/287	Гнейсы биотит-гранатовые	2,69/696
<b>Щелочные</b>		Гнейсы амфибол-пироксен-плагиоклазовые	2,67/217
Пегматиты микроклин-нефелиновые	2,58/175	Гнейсы и сланцы графитоносные	2,41/83
Мариуполиты	2,64/231	Амфиболиты	2,92/251
Сиениты нефелиновые	2,69/486	Сланцы кристаллические	2,68/244
<b>Средние и основные</b>		Сланцы тальк-хлоритовые и биотитовые	3,02/81
Диориты	2,76/24	Песчаники сильно окварцованные	2,81
Габбро-диориты	2,73/53	Известняки кристаллические	2,80/24
Габбро	3,13/305		
Габбро чориты	2,94/44		
Диабазы	2,91/101		

\* В числителе — плотность в г/см<sup>3</sup>, в знаменателе — количество образцов.

Таблица 3

## Плотности пород девонских отложений

Порода	Средняя плотность	Порода	Средняя плотность
Песчаники	2,52/109*	Андезиты	2,46/32
Глинистые сланцы	2,39/16	Порфириды	2,63/30
Туфобрекчи	2,59/27	Базальты	2,77/157
Известняки	2,66/75	Диабазы	2,80/105
Ортофиры	2,41/51		

\* В числителе — плотность в г/см<sup>3</sup>, в знаменателе количество — образцов.

Таблица 4

## Плотности пород нижнего и верхнего отделов карбона и пермских отложений

Породы	$\Delta \sigma, \text{г/см}^3$	$\bar{\sigma}, \text{г/см}^3$	Породы	$\Delta \sigma, \text{г/см}^3$	$\bar{\sigma}, \text{г/см}^3$
<b>Нижний отдел карбона</b>			<b>Пермские отложения</b>		
Глинистые породы	2,02–2,46	2,34	Приазовская часть Украинского кристаллического массива		
Песчаники	2,17–2,52	2,43	Глинистые породы	2,15–2,38	2,32
Известняки	2,48–2,65	2,60	Песчанистые породы	2,24–2,65	2,38
Доломиты	—	2,65	Известняки	2,47–2,70	2,55
<b>Верхний отдел карбона</b>			Доломиты	2,50–2,75	2,65
Песчаники	2,42–2,70	2,56	Ангидриты	2,83–2,95	2,87
Песчанистые сланцы	2,12–2,75	2,35	<b>Предкавказье (пермо-триас)</b>		
Глинистые сланцы	2,17–2,70	2,46	(Ипатовская и Джанайская опорные скважины)		
Известняки	2,40–2,77	2,60	Глинистые сланцы	—	2,73
			Песчанистые сланцы	—	2,69
			Мергели	—	2,73
			Аргиллиты	—	2,70

Плотности пород триасовой и юрской систем

Порода	$\Delta \sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\bar{\sigma}$ , г/см <sup>3</sup>	Порода	$\Delta \sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\bar{\sigma}$ , г/см <sup>3</sup>
<b>Триасовая система</b>			Песчаники	1,72—2,16	2,10
Приазовская часть Украинского кристаллического массива			Известняки	2,18—2,54	2,44
Глины	1,98—2,36	2,16	Кварциты	2,20—2,36	2,28
Песчаники	1,96—2,36	2,20	<b>Предкавказье (Джанайская опорная скважина)</b>		
Известняки	2,46—2,60	2,52	Глинистая фация	—	2,54
Конгломераты	2,43—2,56	2,48	Песчаная фация	—	2,36
<b>Юрская система</b>			<b>(Баракаевская разведочная площадь)</b>		
Приазовская часть Украинского кристаллического массива			Гипс	2,96—2,98	2,97
Глины	1,85—2,25	2,03	Песчаники	2,36—2,48	2,45
Сланцы	1,72—2,12	1,94	Глины	2,32—2,60	2,45

ми конгломератов и аргиллитов, содержащих среднетриасовую фауну. Их неполная мощность — несколько сотен метров.

На западе отложения триаса представлены аргиллитоподобными глинами и слабоуплотненными аргиллитами, содержащими редкие прослои песчаников. В остальных районах развиты плотные аргиллиты и глинистые сланцы с прослоями глинистых известняков и песчаников. Местами встречаются прослои и пачки вулканических пород (кварцевые кератофиры, кератофиры, спилиты) значительной мощности.

Плотности пород триасовой системы приазовской части Украинского кристаллического массива приведены в табл. 5.

Нижне- и среднеюрские отложения в Западном Предкавказье представлены довольно однородной толщей аргиллитов с редкими прослоями алевролитов, песчаников и глинистых известняков, содержащих лейас-ааленскую фауну. Неполная мощность 700 м.

В Восточном Предкавказье (Затеречная равнина) нижне- и среднеюрские образования залегают на складчатом верхнем и среднем палеозое, или условном пермо-триасе, и перекрываются нижнемеловыми и верхнеюрскими отложениями. Нижне- и среднеюрские отложения характеризуются значительной фациальной изменчивостью. Наиболее древними (геттанг—синемюр?) считаются лавы, туфы, реже туффиты кислого и среднего состава (ногайская толща, вскрытая мощность 350 м), а также красноцветные породы — аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломератобрекчи (мощность 100—80 м). Более молодой сероцветный комплекс сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, уплотненными глинами, гравелитами и мелкогалечными конгломератами с тонкими прослоями лигнитов и углей. Мощность этого комплекса до 1000 м.

В пределах Восточного Предкавказья верхнеюрские отложения встречены скважинами лишь в восточной части района. Они несогласно перекрывают осадки нижней—средней юры и представлены песчаниками, конгломератами, глинами с пачками известняков (келловей), известняками и доломитами с прослоями глин и песчаников (оксфорд—киммеридж). Мощность верхнеюрских отложений до 200 м. Породы юрской системы в приазовской части Украинского кристаллического массива и Предкавказья характеризуются значениями плотности, приведенными в табл. 5.

В результате изучения материалов бурения выяснилось, что нижнемеловые отложения в типичных для северного склона Большого Кавказа фациях распространяются далеко к северу, принимая участие в строении платформенного чехла и залегая на породах различного возраста — от верхней юры до докембрия.

Бериасские отложения известны лишь в Восточном Предкавказье и представлены известняками (35—40 м). Валанжинский ярус сложен глинами и песчаниками с прослоями известняков. Максимальная мощность отложений 800 м, местами полностью выклинивается. Мощность готеривских отложений (глины с пачками песчаников, песчаники с прослоями известняков, известняки, известняковые глины) также сильно

варьирует — от 0 до 800 м. То же характерно и для барремских глин и песчаников (0—900 м).

Отложения аптского яруса в западной части Предкавказья представлены двумя фациями: терригенной и вулканогенно-терригенной. Первая складывается из глин, известковых глин, песчаников, глинистых песчаников и алевролитов (130—800 м), а вторая — кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями глин, пластами диабазов и базальтовых порфиринов, пачками пирокластолитов (300 м).

В Восточном Предкавказье развиты терригенные отложения апта (глины, кварц-глауконитовые песчаники, алевролиты) мощностью 25—400 м.

Трангрессивные отложения альба начинаются конгломератами (Западное Предкавказье), за которыми следуют аркозовые глауконитовые песчаники, затем глины с прослоями глауконитовых песчаников (0—400 м).

Верхнемеловые отложения в Предкавказье распространены почти повсеместно. В Западном Предкавказье разрез верхнего мела имеет следующий вид: сеноман — преимущественно глины с прослоями песчаников, алевролитов, известняков, известковых глин (5—100 м); верхний турон-коньяк — мергели, известняки (5—100 м); сантон — известняки с прослоями мергелей, песчаники, мергели, глины, алевролиты, глинистые известняки (60—100 м); кампан — известковистые и песчаные глины, мергели, известняки с прослоями песчаников, алевролитов (70—200 м); маастрихт — глинистые и песчаные мергели, известковистые алевролиты (100—250 м); даний (условно) — песчаники и алевролиты (100—400 м).

В центральном Предкавказье сеноман представлен известково-глинистыми песчаниками и алевролитами, мергелями с прослоями известняков, глинами (3—60 м); турон и коньяк — известняками, песчаными известняками, песчаными мергелями с прослоями песчаных известняков (12—166 м); сантон — известняками с прослоями мергелей, песчаными известняками, глинистыми известняками и алевролитами (12—200 м); кампан — чередованием известняков и мергелей, песчаными мергелями, известковистыми глинами с прослоями песчаников, алевролитов, алевролитами с прослоями кварц-глауконитовых песчаников (50—150 м); маастрихт — известняками с прослоями мергелей, мергелями, песчаными мергелями, известковистыми и глинистыми алевролитами, известковистыми глинами с прослоями мергелей и песчаных известняков, известковистыми алевролитами (20—200 м); даний (предположительно) — мергелями с прослоями известняков и известковыми песчаниками (несколько десятков метров).

В Восточном Предкавказье отложения сеноманского яруса представлены известковистыми песчаниками и мергелями, известково-глинистыми алевролитами, глинистыми песчаниками и глинами (5—138 м); турона и коньяка — известняками, мергелями и известковыми алевролитами (7—80 м); сантона — песчаными известняками с прослоями глин, глинистыми мергелями (15—70 м); кампана, маастрихта и дания — известняками и мергелями (90—210 м).

Значения плотности пород мелового возраста в Предкавказье, как это видно из табл. 6, меняются в довольно широких пределах. В Азово-Кубанской впадине среднее значение плотности меловых отложений составляет  $2,40 \text{ г/см}^3$ .

Данные о средней плотности пород верхне- и нижнемелового возраста (по кернам) обобщены в табл. 7.

Отложения палеоцена и эоцена в пределах Предкавказья вскрыты многочисленными буровыми скважинами. В Центральном и Восточном Предкавказье они представлены мергелистыми, глинисто-мергелистыми и песчано-мергелистыми отложениями, мощность которых достигает нескольких сотен метров, а в Западном Предкавказье — песчаными и песчано-глинистыми отложениями мощностью в сотни метров.

Элбурганский горизонт (низы палеоцена) представлен песками и песчаниками ( $2,15\text{--}2,26 \text{ г/см}^3$ ); свита горячего ключа и ее аналоги — чередованием мелко- и среднезернистых песков с песчаниками и песчаными глинами ( $1,98\text{--}2,05 \text{ г/см}^3$ ); фораминиферовые слои — глинами, слабоизвестковистыми песками алевролитов и мергелями с многочисленными фораминиферами, песчаными глинами, песками, слюдистыми глинами, глинистыми кварцевыми песчаниками ( $1,83\text{--}2,27 \text{ г/см}^3$ ). В районах Озек-Суат, Артезиан и Бажаган горизонт представлен переслаиванием известняков и мергелей с прослоями глин, а плотность равна  $2,51\text{--}2,58 \text{ г/см}^3$ .

Хадумский горизонт представлен глинами и рыхлыми кварцевыми песчаниками

Плотности пород мелового возраста в разных скважинах

Породы	Интервал глубины (мощность), м	$\bar{\sigma}$ , г/см <sup>3</sup>	Породы	Интервал глубины (мощность), м	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>
<b>Маргаритовская опорная скважина</b>			<b>Нижний мел</b>		
<i>Верхний мел</i>			Песчаники	2021	2,43
Алевролиты, мергели, глины	608–1062	2,04	<b>Джанайская опорная скважина</b>		
Алевролиты, глины	1062–1203	2,22	<i>Верхний мел</i>		
<b>Ясенская опорная скважина</b>			Глины	(57)	2,43
<i>Верхний мел</i>			Песчаники	(7)	2,36
Известняковистые алевролиты и мергели	2230	2,29	Известняки	(29)	2,49 (2,45) *
<i>Нижний мел</i>			Мергели	(10)	2,54
Конгломераты	2480	2,68	<i>Нижний мел</i>		
<b>Ипатовская опорная скважина</b>			Глины	(168)	2,43
<i>Верхний мел</i>			Песчаники	(167)	2,29 (2,35)*
Песчаники	1698	2,43			
"	1767	2,52			

\* В скобках приведены значения плотности с учетом мощности.

Таблица 7

Плотности пород мелового возраста, г/см<sup>3</sup>

Скважина	Нижний мел	Верхний мел	Скважина	Нижний мел	Верхний мел
Персивановская	2,10	1,80	Ипатовская	2,43	2,33
Маргаритовская	2,10	2,05	Озек-Суат	2,43	2,57
Ясенская	2,68	2,29	Астраханская	2,17–2,20	2,23
Веселковская	2,42	2,52	Нагутская	2,62	2,60
Новомиинская	2,45	2,40	Артезиан	—	2,45

(1,93–2,03 г/см<sup>3</sup>) (в скважине Ипатовской средняя плотность 2,03 г/см<sup>3</sup>: 2,13 — глины и 1,93 г/см<sup>3</sup> — песчаники).

Олигоцен — низы среднего миоцена Предкавказья представлены майкопской серией, сложенной гипсоносными и ярозитовыми глинами и песчанистыми, слегка карбонатными глинами с септариями, прослоями алевролитов, очень редко конгломератов. Максимальная мощность майкопской серии отмечается в Восточном Предкавказье (1500 м), а минимальная — в ее северо-западной части (220 м).

Плотность майкопской свиты изучена по кернам нескольких скважин: Маргаритовская — плотные, местами песчанистые глины (1,95 г/см<sup>3</sup>); Ясенская — глины с прослоями песков, песчаников, мергелей (1,95 г/см<sup>3</sup>); Веселковская — плотные песчанистые глины с прослоями песчаников и мергелей (2,09 г/см<sup>3</sup>); Новомиинская — глины с прослоями мелкозернистого песка (2,03 г/см<sup>3</sup>); Тимашевская — плотные глины с прослоями песков и песчаников (2,26 г/см<sup>3</sup>); Песчанокская — песчанистые глины с прослоями песков и глинистых песчаников (1,84 г/см<sup>3</sup>); Ипатовская — глины песчанистые, некарбонатные (1,96 г/см<sup>3</sup>); район Озек-Суат — переслаивание глин, мелкозернистых песчаников, реже мергелей и доломитов (2,41 г/см<sup>3</sup>).

Средне- и верхнемиоценовые морские отложения распространены по всей территории Предкавказья, а континентальные — главным образом в предгорной части Западного и Восточного Предкавказья и на склонах Ставропольского поднятия.

Тарханский горизонт представлен известковыми глинами, песчанистыми глинами, глинами и известняками с прослоями песчаников (5–100 м; 2,20–2,50 г/см<sup>3</sup>); чокракский горизонт — глинами с прослоями песков и известняков, песками с прослоями глин и известняков, реже галечниками (50–90 м; 1,84–2,13 г/см<sup>3</sup>); караганский горизонт — глинами с прослоями известняков и пластами песков, глинами, песками с прослоями глин и известняков (50–400 м; 1,80–2,28 г/см<sup>3</sup>); конский горизонт — известковыми глинами с прослоями мергелей и песков, известняками, редко галечниками (4–75 м; 1,93–2,09 г/см<sup>3</sup>); сарматский ярус — глинами с прослоями известняков, песков и мергелей, песками и глинами, галечниками (150–1500 м; 1,72–2,02 г/см<sup>3</sup>); меотический ярус — глинами и песками, известняками и мергелями с прослоями конгломератов и гравия (50–700 м; 1,95–2,09 г/см<sup>3</sup>).

Плиоценовые отложения Предкавказья слагаются глинами, песками, галечниками, конгломератами, туфогенными песчаниками и пирокластолитами, карбонатными породами изменчивой мощности. Средняя плотность их составляет 1,90–1,98 г/см<sup>3</sup>. Общая мощность плиоцена в Западном Предкавказье — до 400–500 м, а в наиболее погруженным частях Кубанской впадины доходит до 1–1,5 км. В Центральном Предкавказье отмечаются небольшие мощности (4–200 м). В Восточном Предкавказье мощность вновь возрастает, достигая максимума в Кусаро-Дивичинском прогибе (2–3 км), а на севере и в Дагестане снижается до 0,4 км.

В миоплиоцене в районе Минеральных вод происходит формирование гипабиссальных тел (биомалиты и лакколиты), сложенных гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами.

Четвертичные отложения представлены морскими и континентальными образованиями со средней плотностью 1,93–2,13 г/см<sup>3</sup>. Это речные и морские террасы, покровы лессовидных суглинков, золотые накопления (барханные пески), глины, пески, галечники и ракушечники.

Сопоставляя данные, полученные в различных районах, А.И. Дюков [1964] замечает, что в распределении значений плотности пород третичного возраста проявляется их зависимость от глубины залегания опробованных горизонтов. Установлена также зависимость плотности от интенсивности теплового потока в том или ином районе. На участках поднятий геозотермической поверхности значения плотности третичных отложений оказываются более высокими. В большинстве случаев даже в одних и тех же толщах и скважинах большую плотность имеют глинистые породы, а песчанистые — меньшую. Еще меньше плотность мергелей. Значение плотности третичных известняков того же порядка, что и меловых и даже палеозойских.

В Западно-Кубанской впадине четвертичные и третичные отложения практически можно считать однородными; их средняя плотность 2,0 г/см<sup>3</sup>. Исключение составляет чокракский горизонт (2,15 г/см<sup>3</sup>). Майкопские слои на востоке имеют плотность 2,0 г/см<sup>3</sup>, на западе 1,85 г/см<sup>3</sup>. Для пород мелового возраста  $\sigma = 2,3 \div 2,4$  г/см<sup>3</sup>. Это значение может быть занижено, так как в нем не участвуют известняки с плотностью 2,7–2,8 г/см<sup>3</sup>.

Брюсовым и Епифановым [1970] установлены средневзвешенные значения плотности осадочного комплекса Восточного Предкавказья:

Комплекс	I(Q – N <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	II(N <sub>1</sub> – P <sub>3</sub> )	III(P <sub>1,2</sub> – I)	IV(T – P <sub>2</sub> )
$\bar{\sigma}$ , г/см <sup>3</sup>	2,04	2,21	2,40	2,67
$\sigma_{\text{эф}}$ , г/см <sup>3</sup>	—	0,17	0,19	0,27

Средневзвешенная плотность всего осадочного комплекса составляет 2,21–2,23 г/см<sup>3</sup>, что дает основание считать значение эффективной плотности на поверхности складчатого фундамента (считая всю осадочную толщу денситометрически однородной) равной примерно 0,45 г/см<sup>3</sup>.

**Альпийский складчатый пояс.** Складчатая система Большого Кавказа и Северо-Кавказский срединный массив по имеющимся геологическим данным представляют собой сложное складчато-горстовое поднятие с явно выраженными геосинклинальными тенденциями, которые проявлялись в течение палеозоя, юры, мела и раннего палеогена. В тектоническом отношении в этой части альпийского геосинклинального пояса различают следующие обособленные структурные зоны: Бечасинская (Лабино-Малкинская), Передового хребта, Главного хребта и Южного склона.

К систематическим работам по изучению плотности горных пород, развитых в

Таблица 8  
Плотности магматических пород Альпийского складчатого пояса Большого Кавказа

Порода	Докембрий (?)	Палеозой (без расчленения)	Нижний палеозой	Девон	
Габбро	—	2,76—2,89*, 2,85/2**	—	—	
Спилит	—	—	—	—	
Диабаз	2,75—3,00, 2,92/4	—	2,81—2,84, 2,82/16	—	
Андезитобазальт	—	—	—	—	
Диорит	—	2,80/104	—	—	
Порфирит	—	2,82—2,88, 2,85/2	—	2,68/153	
Альбитофир	—	—	—	2,62/37	
Андезит	—	—	—	—	
Кварцевый диорит	2,76/4	2,77/59	—	—	
Гранодиорит	—	—	2,62/49	—	
Гранит	—	2,60—2,68, 2,64/817	—	—	
Аплит	—	—	2,60/10	2,62—2,70, 2,66/133	
Кварц-порфир	—	2,58—2,62, 2,60/155	2,58/104	—	
Липарит	—	—	—	—	
Пегматит	—	2,58/34	—	—	
Туф	—	—	—	2,62/34	
Туфопесчаник	—	—	—	2,68—2,72, 2,69/113	
Туфобрекчия	—	—	—	2,68/16	
Туфоконгломерат	—	—	—	2,68/56	

\* Здесь и в табл. 9, 10 пределы изменения плотности.

\*\* Здесь и в табл. 9, 10 числитель — среднее значение плотности в г/см<sup>3</sup>, знаменатель — количество образцов.

Дополнительные данные. Плотность гранита периода кембрия 2,64/9; порфири-та перми 2,68/1; туфоконгломерата перми 2,64/4; андезита верхнего мела — 2,69/1, четвертичного периода 2,31—2,52, 2,38/7; андезитобазальта неогена 2,45—2,65, четвертичного периода 2,70/82; туфа неогена 2,22/6.

пределах Альпийского складчатого пояса Большого Кавказа, приступили в 1946 г., когда денситометрическая экспедиция Института физики и геофизики (с конца 1950 г. Институт геофизики) АН ГССР, изучая плотности горных пород Южной Кахетии, захватила также и южные склоны Большого Кавказа. Эти специальные работы были продолжены и в 1947 г. в некоторых районах Южной Кахетии и Картли, а также вдоль Военно-Грузинской дороги.

В дальнейшем, в 1949 г., когда в Институте физики и геофизики АН ГССР была начата общая гравиметрическая съемка, сбор образцов горных пород по обнажениям и кернам для получения их плотностных характеристик постоянно сопровождал гравиметрическим наблюдениям. Таким образом, денситометрическая съемка Грузии и Большого Кавказа приняла региональный характер.

В 1951, 1952, 1955—1958 гг. институтом совместно с кафедрой геофизических методов разведки геологического факультета МГУ им. Ломоносова в 1958 и 1959 гг. были определены плотности горных пород в центральной, западной и восточной частях Большого Кавказа [Балавадзе, Шенгелая, 1961; Шенгелая, 1959].

В 1957 и 1959 гг. сейсмическая лаборатория Института геофизики АН ГССР,

Карбон	Юра (без расчленения)	Юра		Третичный палеоген
		нижняя	средняя	
2,95/45	—	—	—	—
—	2,86—2,96, 2,88/69	—	—	—
—	2,80/95	—	—	—
—	2,30/90	2,78/4	2,90/12	—
—	—	—	—	—
2,63—2,67, 2,65/6	—	—	—	—
2,70/13	2,70—2,88, 2,75/32	2,66—2,95, 2,84/11	2,67—2,69, 2,68/4	—
2,70/1	2,67/99	—	—	—
—	2,55/13	—	—	2,44—2,49, 2,47/19
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
2,62—2,65, 2,64/122	—	—	—	2,58—2,64, 2,62/52
2,55—2,64, 2,60/15	—	—	—	—
—	—	2,62—2,63, 2,63/7	—	2,67/1
—	—	—	—	2,21/1
—	—	—	—	—
—	2,47—2,69, 2,60/10	—	2,62—2,69, 2,65/9	—
2,64/135	2,63—2,78, 2,71/4	—	2,65—2,74, 2,70/4	—
—	—	—	2,42—2,79, 2,61/14	—
2,68/2	—	—	—	—

изучая в районах Ладжанури и Джвари упругие физические константы горных пород, определяла также и плотности горных пород.

Для сбора дополнительных данных о плотностях горных пород южного склона Большого Кавказа в пределах Пасанаури—Закаталы Институт геофизики АН ГССР в 1960 и 1961 гг. организовал специальные денситометрические экспедиции. Эти работы сопровождалась также гравиметрическими измерениями с целью определения средней плотности горных массивов.

Для более полного и всестороннего изучения плотностного параметра горных пород привлекались также и коллекционные материалы горных пород, любезно предоставленные различными организациями. Так, Геологический институт Дагестанского филиала АН ГССР позволил использовать для определения плотности образцы, взятые из наиболее характерных геологических разрезов Восточного Кавказа — по ущельям рек Чирахчай (нижняя юра), Чиркей, Гели, Датых, Сали, Чирката и Акуша (нижняя и верхняя юра). Большая коллекция горных пород палеозойского кристаллического фундамента, собранных по бассейнам рек Баксан и Черек, была предоставлена нам кафедрой минералогии и петрографии Грузинского политехнического института им. В.И. Ленина.

Таблица 9

## Плотности осадочных пород Альпийского складчатого пояса Большого Кавказа

Порода	Девон	Карбон	Пермь	Юра (без расчленения)
Алеврит	—	—	—	2,44—2,65, 2,53/54
Алевролит	—	2,60/3	—	—
Гравелит	—	2,65/10	—	—
Песчаник	2,66/122	2,62—2,68, 2,67/160	2,62/23	2,46—2,84, 2,68/99
Мергель	—	—	—	2,70/36
Известняк	2,65/147	2,68/7	2,69/1	2,66/17
Брекчия	—	2,65/101	—	—
Конгломерат	2,65/120	2,60/54	2,60/9	—

Дополнительные данные. Плотность песчаника палеозоя (без расчленения) 2,70/2, палеогена 2,49—2,60, 2,50/105, неогена 2,50/50; известняка палеозоя (без расчленения) 2,67—2,73, 2,71/14, палеогена 2,54/65.

Таблица 10

## Плотности метаморфических пород Альпийского складчатого пояса Большого Кавказа

Порода	Палеозой (без расчленения)	Карбон	Порода	Нижний палеозой
Филлит	—	2,65/119	Филлит	2,68/1
Кварцит	2,61/74	—	Мрамор	2,67—2,76, 2,72/7
Скарн	—	3,00/114	Амфиболит	2,86—3,08, 2,99/21
Роговик	2,81/1	2,77/79	Сланцы мусковитовый	2,67/14
Сerpентинит	2,79—2,85, 2,82/69	—	биотитовый	2,68—2,89, 2,76/8
Гнейс	2,67/215	2,62—2,79, 2,67/73	двуслюдной	2,67—2,86, 2,76/16
Магматит	2,65/127	2,58—2,69, 2,62/20	биотит-плагиокла- зовый	2,82/1
			биотит-хлорит- мусковитый	2,71/1
			биотит-силиманитовый	2,98/3

Дополнительные данные. Плотность амфиболита периода докембрия (?) 2,98—3,04, 3,02/5; кварцита девона 2,56/12; глинистого сланца юры (без расчленения) 2,72/320, средней юры 2,68—2,75, 2,70/18 и верхней юры 2,71/1.

Помимо образцов горных пород, взятых по поверхностным обнажениям геологических образований, различных по возрасту и литологии, большое внимание уделялось сбору керновых материалов из разведочных и опорных скважин. Такие скважины имелись в районах Мацесты, Бзыби, Гудауты, Моквы, Ткибули, Сачхере, Клухори и Дагестанских огней.

В 1958—1959 гг. Кабардино-Балкарская геологическая экспедиция произвела обобщение плотностных данных по рудным объектам Северного Кавказа, охватывающим главным образом породы палеозойского возраста.

По результатам всех перечисленных денситометрических работ по отдельным районам Большого Кавказа составлены сводные таблицы плотностей разных горных пород Альпийского складчатого пояса Большого Кавказа (табл. 8—10). В них даны

	Юра			Мел (без расчленения)	Мел	
	нижняя	средняя	верхняя		нижний	верхний
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
2,59—2,82, 2,68/278	—	2,48—2,75, 2,69/82	2,40—2,68 2,58/10	2,68/163	—	—
—	—	2,39—2,70 2,60/25	2,72/13	2,40—2,59, 2,55/11	2,60—2,62, 2,61/17	—
2,71/6	2,72/2	2,69/28	2,68/107	2,69/108	2,69/89	—
—	—	—	—	—	—	—
2,62/6	—	—	—	—	—	—

Порода	Нижний палеозой	Порода	Нижняя юра	Мел (без расчленения)
Сланцы хлорит-биотит-мусковитовый	2,89/1	Аргиллит	2,58—2,74 2,67/5	2,44—2,66 2,67/7
хлорит-мусковитовый	2,71—2,82, 2,77/10	Глинистый сланец	2,64—2,86, 2,72/144	2,69/89
хлорит-биотитовый	2,69/1	Аспидный сланец	2,76/16	—
хлорит-тремолитовый	2,78/1			
хлоритовый	2,72/1			
кварцево-хлорит-серцитовый	2,80/1			
плагиоклаз-розовообманковый	2,81/1			
Гнейс	2,62—2,87, 2,69/5			
Магматит	2,64—2,88, 2,73/36			

пределы изменения и средние значения плотности образцов магматических (изверженных), осадочных и метаморфических горных пород в зависимости от их возраста.

Из рассмотрения табл. 8 следует, что средняя плотность магматических пород, как это и следовало ожидать, меняется в зависимости от их химико-минералогического состава. Так, для всех магматических пород плотность уменьшается с возрастанием кислотности. Наиболее высоким значением плотности (2,8—3,0 г/см<sup>3</sup>) характеризуются ультраосновные и основные породы — пироксениты, габбро, спилиты, диабазы и др.

Среди осадочных пород более высокими значениями плотности характеризуются песчаники палеозойского возраста (2,70 г/см<sup>3</sup>) и известняки и мергели юрского возраста (2,70—2,72 г/см<sup>3</sup>). Что же касается гравелитов, конгломератов, алевритов,

## Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса верхнего мела по южному склону Большого Кавказа

Ярус	Туапсинский район	Мацестинский район	Абхазия	Менгрелия и Имеретия
Датский	Глины с прослойками мергелей и песчаников, 150/2,61*	Мергели, 20/2,61	Белые известняки, 120/2,69	Известняки, 50/2,69
Маастрихт	Мергели (свита Агой), 70/2,61	Известняки, 30/2,69	Белые известняки 50/2,69	Белые слоистые известняки, 50/2,69
Кампан	Чередование мергелей и известняков, 150/2,65	Известняки, 50/2,69	Белые известняки, 50/2,69	Белые известняки слоистые, 50/2,69
Сантон	—	Известняки, 34/2,69	—	Известняки, 300/2,69
Коньяк	—	Известняки, 20/2,69	Белые известняки, 50/2,69	Известняки с прослойками мергелей, 70/2,66
Турон	Известняки, 800/2,69	Известняки, 40/2,69	Белые и розовые известняки, 100/2,69	1) Известняки, 50/2,69 2) Микроконгломераты и известняки свиты Мтавари, 400/2,69
Сеноман	—	Известняки, 10/2,69	Мергели и туфогенные песчаники, 80/2,65	1) Известняки, 25/2,69
Общая мощность, м	1170	204	450	1015
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	2,68	2,68	2,66	2,69

\* Здесь и в аналогичных таблицах числитель — мощность, м, знаменатель — средняя плотность яруса, (г/см<sup>3</sup>).

то значение их плотностей немного меньше и лежит в пределах 2,60–2,65 г/см<sup>3</sup> (см. табл. 9).

Метаморфические породы (табл. 10) вообще характеризуются повышенными значениями плотности. Плотность глинистых и аспидных сланцев — соответственно 2,72–2,76 г/см<sup>3</sup>. Среди кристаллических сланцев максимальными значениями плотности обладают амфиболиты (3,02 г/см<sup>3</sup>), тогда как плотность мусковитового сланца и гнейса значительно меньше (2,67 г/см<sup>3</sup>). Плотности других видов кристаллических сланцев занимают промежуточные значения. Установление среднего значения плотности для отдельных видов сланцев особенно важно для вывода средней взвешенной плотности метаморфизованной толщи.

Приведенные плотностные данные горных пород Большого Кавказа были использованы при определении средних плотностей отдельных стратиграфических горизонтов и топографических масс этого региона.

Исследования показали, что значения плотности горных пород одного и того же вида и возраста по отдельным районам Большого Кавказа мало отличаются одно от

Южная Осетия	Район Военно-Грузинской дороги	Кахетия	Кабристан (Дибрарский район)
—	Аргиллиты и глинистые сланцы, 300/2,65	Мергели, 300/2,62	Чередование глин мергелей и песчаников, 50/2,60
Сланцеватые глины с прослойками аргиллитов, 50/2,62	Мергели, 150/2,61	1) Переслаивание аргиллитов, глин, мергелей и песчаных известняков, 400/2,65 2) Песчаные известняки и известняки, 70/2,69	Чередование известковистых глин и известняков, 350/2,65
Чередование известняков, мергелей, известковых песчаников и глин, 150/2,58	1) Чередование мергелей и известняков, 50/2,65	1) Мергели, 300/2,61 2) Среднезернистые известняки, 150/2,69	1) Мергели, 250/2,61 2) Известковистые глины, 450/2,60
Известняки, 100/2,69	Известняки литографского типа, 60/2,69	Чередование плотных известняков с прослойками мергелей и песчаных известняков, 400/2,66	Чередование зеленоватых мергелей и песчаных известняков, 200/2,65
—	—	—	—
Известняки и мергели (свита Маргалитисклде), 50/2,65	Красные известняки, 30/2,69	Известняки и мергели, 100/2,65	Переслаивание известняков мергелей и глин, 120/2,65
Кремнистые аргиллиты и черные сланцы свиты Укугмарти, 100/2,65	1) Кремнистые известняки, 10/2,69 2) Фтаниты, 10/2,62 3) Кремнистые сланцы, 20/2,65 4) Глинистые сланцы, 100/2,70	Грубозернистые песчаники, чередующиеся с глинами и аргиллитами, 200/2,65	Туфы, туфобрекчи, андезиты, порфириты в сопровождении глинистых сланцев, 1300/2,65
450	800	1920	2720
2,64	2,66	2,65	2,64

другого. Это обстоятельство делает возможным распределение среднего значения плотности горных пород определенного возраста для данного участка на неизученные в плотностном отношении участки, сложенные породами того же литологического состава и возраста. Следовательно, при установлении средних значений плотностей отдельных стратиграфических разрезов необходимо учитывать лишь литологический состав и фаціальное изменение пород по простиранию и глубине.

Средние значения плотностей для наиболее характерных стратиграфических разрезов мезозойских отложений по отдельным районам южного и северного склонов Большого Кавказа вычислялись на основе формулы

$$\sigma_{cp} = \sum \sigma_i h_i / \sum h_i,$$

причем мощность отдельных ярусов  $h_i$  и их литологический состав взяты по литературным источникам [Геология СССР, 1941, 1964, 1968, 1970, 1972; Геология Большого Кавказа, 1976], а средняя плотность горных пород  $\sigma_{cp}$  — из табл. 8–10. Таким

Таблица 12

## Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса верхнего мела по северному склону Большого Кавказа

Ярус	Бассейн р. Курджипс	Район Минеральных вод	Нальчикский район	Северная Осетия
Датский	Песчаники и мергели, 12/2,64	Песчаные мергели, 15/2,61	Известняки и мергели, 70/2,65	1) Мергели, 6/2,62 2) Мергели, известняки, 3/2,65
Маастрихт	Известняки, 12/2,69	Известняки, 125/2,69	Известняки, 140/2,69	Известняки, 40/2,69
Кампан	Известняки, 6/2,69	Чередование известняков и мергелей, 200/2,65	Чередование известняков и мергелей, 160/2,65	Чередование известняков и мергелей, 200/2,65
Сантон	—	То же, 30/2,65	Известняки, 63/2,69	Известняки, 50/2,69
Коньяк	—	Известняки, 35/2,69	Известняки, 13/2,69	Известняки, 18/2,69
Турон	Известняки, 12/2,69	Известняки, 15/2,69	Известняки, 25/2,69	1) Известняки, 40/2,69
Сеноман	Песчаники, 5/2,68	Чередование известняков и мергелей, 10/2,65	Песчаные известняки, 37/2,68	Известняки, 9/2,69
Общая мощность, м	47	430	508	367
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	2,68	2,66	2,62	2,68

путем удалось вычислить среднюю плотность для верхне- и нижнемеловых и средне- и нижнеюрских отложений.

Рассчитанная таким образом средняя плотность верхнего мела по южному склону Большого Кавказа, от Туапсинского района до Кабристана и Азербайджана (табл. 11), меняется в пределах 2,64–2,69 г/см<sup>3</sup>. Как видно из таблицы, в области Менгрелии и Имеретии в разрезе мела преобладают массивные плотные известняки, в то время как в Южной Осетии в строении верхнего мела принимают участие более легкие породы в виде сланцевых глин с прослойками аргиллитов, чередованием мергелей, известняковых песчаников и глин. В районе Кабристана верхний мел сложен в основном мергелями и чередованием их с песчанистыми известняками, в нижней же части верхнего мела — в сеномане — проявляются туфы, туфобрекчи и андезиты.

На северном склоне Большого Кавказа значение средней плотности верхнего мела меняется в пределах 2,65–2,69 г/см<sup>3</sup> (табл. 12). Максимальное значение отмечается для района бассейна р. Ассы, где верхний мел, как это видно из табл. 12, сложен исключительно известняками, которые характеризуются значением плотности 2,69 г/см<sup>3</sup>. В районе Минеральных вод и в бассейне рек Рубас, Уллучай и Сулак в отложениях верхнего мела преобладают мергели и чередование мергелей и известняков. Вследствие этого средняя плотность верхнего мела здесь немного занижена, она составляет 2,65 г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, значение средней плотности верхнего мела по всему Большому Кавказу лежит в пределах 2,6–2,7 г/см<sup>3</sup>. Такого же порядка значение средней плот-

Бассейн р. Ассы	Бассейн р. Цмурчай	Бассейн р. Рубас	Бассейн р. Уллучай	Бассейн р. Сулак	Район Акуша
Известняки, 20/2,69	Мергели, 10/2,62	Мергели, 200/2,62	Чередование известняков и мергелей, 50/2,66	Чередование известняков и мергелей, 25/2,65	—
Известняки, 40/2,69	Песчаники, 50/2,68	1) Чередование известняков и мергелей, 210/2,65 2) Известняки песчанистые, 200/2,69	То же, 50/2,66	То же, 75/2,66	Песчаники, известняки, 220/2,69
Известняки, 180/2,69	Песчанистые известняки, 110/2,69	Чередование песчанистых известняков и мергелей, 200/2,66	То же, 190/2,66	То же, 60/2,65	Известняки мелоподобные, 90/2,65
Известняки, 9/2,69	—	—	—	—	—
Известняки, 13/2,69	Известняки, 15/2,69	Известняки, 100/2,69	То же, 90/2,66	То же, 100/2,65	Известняки, 50/2,69
Известняки, 53/2,69	Известняки, 20/2,69	Чередование известняков и мергелей, 70/2,66	Мергели, 25/2,61	Известняки, 50/2,69	Чередование известняков и мергелей, 100/2,69
—	—	Мергели, 20/2,62	Мергели, 10/2,61	Мергели, 5/2,61	Мергели, 25/2,61
315	205	1000	415	315	485
2,69	2,69	2,66	2,65	2,66	2,68

ности и нижнего мела по южному склону Большого Кавказа (табл. 13). Что же касается значения средней плотности нижнего мела по северному склону Большого Кавказа, то они ввиду преобладания в разрезах песчанистых пород лежит в пределах 2,55–2,61 г/см<sup>3</sup> (табл. 14).

Стратиграфические разрезы верхне- и среднеюрских отложений как по южному, так и по северному склону Большого Кавказа характеризуются значениями средней плотности (2,6–2,7 г/см<sup>3</sup>) (табл. 15–18).

Стратиграфические разрезы нижней юры на территории Большого Кавказа по сравнению с описанными выше разрезами характеризуются повышенными значениями средних плотностей (табл. 19, 20). Объясняется это обстоятельством тем, что нижнеюрские отложения сложены в основном метаморфическими породами в виде глинистых и аспидных сланцев, плотности которых соответственно равны 2,72 и 2,76 г/см<sup>3</sup>. В этих разрезах значительную роль играют песчаники плотностью 2,70 г/см<sup>3</sup>.

Исходя из этих данных мы находим, что средневзвешенная плотность нижнеюрских отложений, меняясь в пределах 2,70–2,75 г/см<sup>3</sup>, выдерживается для всех районов распространения отложений нижней юры. Здесь же следует заметить, что ввиду малой распространенности триасовых отложений по сравнению с юрскими они изучены слабо. По имеющимся у нас данным, не приведенным здесь, плотности пород триаса (известняки, глинистые сланцы, песчаники) такого же порядка, как и соответствующих пород нижней юры. Средняя плотность горных пород нижнепалеогенного возраста, как правило, редко выходит за пределы 2,40–2,50 г/см<sup>3</sup>.

Таблица 13  
Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса нижнего мела по южному склону  
Большого Кавказа

Ярус	Сочи—Мацестинский район	Гагрский и Сухумский районы	Менгрелия и Имеретия	Южная Осетия
Альб	Известняки, песчанистые мергели и мергели, 130/2,56	1) Мергели 65/2,51 2) Мергели и глины, 15/2,56	Песчаники, глины и мергели, 70/2,60	Глинистые сланцы 500/2,70
Апт	—	1) Чередование известняков и мергелей, 16/2,60 2) Хрупкие мергели, 24/2,51	Слоистые мергели, 50/2,51	Глинистые сланцы с пластинами известковых песчаников, 500/2,70
Баррем	Известняки, 100/2,69	1) Мергели и мергелистые известняки, 250/2,51 2) Чередование известняков и мергелей, 250/2,60	Светло-серые и бурые известняки (Ургонская фация), 400/2,69	Кварцитовидные песчаники, 300/2,70
Готерив	—	Толстослоистые известняки, 600/2,69	Известняки и мергели, 50/2,60	1) Мергелистые сланцы и известковые песчаники, 400/2,65 2) Глинистые сланцы с прослоями известковых песчаников, 300/2,70
Берриас—Валанжин	—	Битуминозные известняки, 140/2,69	Песчанистые известняки, 40/2,69	Чередование известняков и мергелистых сланцев, 500/2,69
Общая мощность, м	230	1360	610	2500
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	2,62	2,63	2,66	2,69

Суммируя все вышеизложенное, находим, что средние плотности отдельных стратиграфических подразделений Большого Кавказа (в г/см<sup>3</sup>) меняются в следующих пределах:

Палеоген	2,40—2,50
Верхний мел	2,60—2,70
Нижний мел (южный склон)	2,60—2,70
Нижний мел (северный склон)	2,50—2,60
Верхняя юра	2,60—2,70
Средняя юра	2,60—2,70
Нижняя юра	2,70—2,80
Палеозой и докембрий (?)	2,60—2,70

При изучении плотности метаморфических пород удалось выявить некоторые закономерности.

Метаморфизм горных пород, как известно, — результат совокупности процессов, зависящих от трех главных факторов: температуры, давления (гидростатического и ориентированного) и воздействия химически активных веществ. В зависимости от преобладания того или иного фактора в процессах метаморфизма различают три основных типа: динамометаморфизм, контактный и региональный (динамотермальный). При этих процессах происходит частичная или полная перекристаллизация пород с

Район Военно-Грузинской дороги	Кахетия	От Белоканы до Куткашена	Дибрарский район	Кубинский район
Пестроцветная свита аргиллитов, 150/2,62	Глинистые сланцы, мергели и аргиллиты, 100/2,65	Песчано-глинистые сланцы, 500/2,70	1) Известковистые глины и мергели, 300/2,55 2) Чередование глин и мергелистых песчаников, 500/2,60	Песчанистые глины, 100/2,60
Глинистые сланцы с тонкими прослоями известковистых песчаников, 1000/2,70	Сланцеватые глины, 300/2,60	Известковистые сланцы с прослоями известковистых песчаников и алевролитов, 1500/2,68	1) Переслаивание мергелистых глин с песчаниками, 300/2,65 2) Глинистые сланцы, мергели и аргиллиты, 1000/2,65	Известняки, 100/2,69
Глинистые и мергелистые сланцы с прослоями песчаников, 200/2,70	Глинистые сланцы и слюдястые песчаники, 500/2,70	—	Темные глины с прослоями твердых известковых песчаников, 500/2,65	Сланцеватые глины и известняки, 200/2,65
1) Свита глинистых сланцев 300/2,70 2) Мергелистые сланцы, 60/2,68	—	—	—	Чередование песчанистых известняков с песчанистыми мергелями, 150/2,65
Мергелистые известняки с прослоями мергелей, 250/2,65	Известняки, 200/2,69	Оолитовые известняки, 500/2,69	—	Известняки, 10/2,69
1960	1100	2500	2600	560
2,69	2,67	2,69	2,63	2,65

образованием новых структур и (в большинстве случаев) новых минералов, сопровождаемая в той или иной степени изменением химического состава пород.

С этой точки зрения по степени повышения регионального метаморфизма глинистые породы можно представить в следующем порядке: аргиллиты, глинистые сланцы, аспидные сланцы и филлиты, которые впоследствии переходят в кристаллические сланцы. Так как повышение степени регионального метаморфизма обуславливает повышение плотности, то естественно было бы ожидать повышения плотности в этих породах в указанном порядке.

На деле плотность филлитов, сильнее подвергающихся региональному метаморфизму, чем аспидные сланцы, значительно меньше. Уменьшение плотности филлитов естественно было бы объяснить тем, что глинистые породы при метаморфизме до образования филлитов уплотняются, сохраняя свой минералогический состав; при последующем же метаморфизме происходит изменение минералогического состава; за счет глинистых минералов возникает новый минерал — серицит. Однако превращение не может объяснить уменьшение плотности, поскольку плотность всех глинистых минералов групп монтмориллонита, галуазита и каолинита значительно меньше, чем серицита. Следовательно, надо полагать, что при образовании филлитов физико-химический процесс не обеспечил соответствующего уплотнения минералов.

Повышение значения плотности с повышением степени метаморфизма не наблюдается также в мраморах по отношению к известнякам. Их плотность почти одного и того же

Таблица 14

## Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса нижнего мела по северному склону Большого Кавказа

Ярус	Бассейн р. Псекупс (горячий ключ)	Майкопский район	Бассейн р. Белой	Кисловодский район	Нальчикский район
Альб	—	Песчаные глины, 100/2,55	Песчаные глины и песчаники, 150/2,60	Мергелистые песчаники, глины, 130/2,60	Мергелистые песчаники, сланцевые глины, 230/2,60
Апт	Глины, 500/2,50	Песчаные глины, 520/2,55	Глинистые пески, 140/2,50	Глинистые и мергелистые песчаники, 350/2,60	Мергелистые песчаники, 300/2,60
Баррем	Песчаники, конгломераты и глины, 950/2,60	Песчаные и известковистые глины, 200/2,55	Глины, 190/2,55	Оолитовые известковые песчаники, 100/2,65	Мергелистые песчаники, 200/2,60
Готерив	Глины, 100/2,50	Песчаные глины, 700/2,55	—	Песчаные мергели и мергелистые песчаники, 40/2,60	Мергелистые песчаники, 200/2,60
Берриас—Валанжин	Чередование глин, песчаников, мергелей, 850/2,60	Песчаники и мергели, 1150/2,60	Глины, песчаники и мергелистые известняки, 25/2,60	Известняки и мергели, 200/2,60	Мергели и известняки, 200/2,65
Общая мощность, м	3300	4470	505	820	1130
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	2,55	2,56	2,55	2,60	2,61

порядка. Быть может, это объясняется тем, что исследованные на плотность мраморы произошли вследствие контактного метаморфизма, протекающего в условиях невысоких давлений и температур.

Из метаморфических пород особое внимание было уделено нами кристаллическим сланцам. Как известно, название "кристаллические сланцы" — общее, оно является собирательным для полнокристаллических метаморфических пород различного минералогического состава, возникших как из осадочных (парасланцы), так и из магматических (ортосланцы) пород путем перекристаллизации в твердом состоянии. Все эти породы были описаны микроскопически и выделены их разновидности, для которых и была определена плотность. Они приведены в табл. 10. Интервал изменения средней плотности кристаллических сланцев от 2,67 (мусковитовый сланец) до 3,02 г/см<sup>3</sup> (амфиболит).

Подобное подразделение кристаллических сланцев необходимо для более точного установления средней плотности метаморфической толщи. Следует тут же отметить, что аналогичный подход нужен и к другим породам, сложным по своему происхождению и составу. В первую очередь к ним следует отнести порфириты, мигматиты и другие породы. Например, из табл. 8 видно, что плотность пород, объединенных под одним названием, "порфириты", изменяется в значительных пределах, не подчиняясь определенному закону.

Северная Осетия	Бассейн р. Ассы	Северный Дагестан	Центральный Дагестан	Южный Дагестан
Песчаные мергели, глины, сланцеватые глины и мергели, 190/2,60	1) Известняк глинистый, 8/2,60 2) Песчаник глинистый, 77/2,60 3) Чередование песчаников глинистых и мергелистых, 170/2,60	1) Мергели 40/2,55 2) Чередование глинистых песчаников, 200/2,50	1) Мергелистые сланцы, 50/2,60 2) Мергели, 50/2,55 3) Мергели песчаные, 220/2,60	Мергелистые песчаники, 200/2,60
Мергелистые песчаники, 170/2,60	1) Песчаные глины, 58/2,60 2) Песчаники, 47/2,66 3) Мергелистые песчаники, 2/2,60	Мергелистые песчаники, 170/2,60	Чередование мергелистых песчаников и мергелистых сланцев, 455/2,60	Мергелистые песчаники, 200/2,60
Мергелистые песчаники, 270/2,60	1) Мергелистые песчаники, 138/2,60 2) Песчаные мергели, 86/2,60	1) Мергелистые песчаники, 60/2,60 2) Песчаник известковистый, 40/2,60	1) Мергелистые песчаники, 155/2,60 2) Оолитовые известняки, 50/2,69	1) Известняки, 100/2,70 2) Мергелистые песчаники, 100/2,60
Глинистые и мергелистые песчаники, 370/2,60	1) Мергелистые песчаники, 255/2,60 2) Песчаные мергели, 171/2,60 3) Мергели, 64/2,51	Песчаники глинистые, 116/2,60	Глинистые песчаники, 235/2,60	Чередование оолитовых известняков и песчаных мергелей, 150/2,60
Песчаные мергели и известняки, 380/2,62	1) Известняки, 213/2,70 2) Мергели, 84/2,55	Известняки, 40/2,69	Известняки, 70/2,69	1) Глины, 30/2,50 2) Известняки, 40/2,69
1280	1343	666	1275	820
2,61	2,61	2,57	2,61	2,61

В табл. 10 дана характеристика средних значений плотностей гнейсов. Их плотность колеблется между 2,67 и 2,69 г/см<sup>3</sup>, и, как видно, она меньше средней плотности кристаллических сланцев и больше, чем гранитов. Таким образом, гнейсы по плотности занимают место между кристаллическими сланцами и гранитами. Этот факт может иметь значение для выяснения вопросов метаморфизма и происхождения гранитов.

В зоне южного склона палеоцен и эоцен представлены в основном флишем. В азербайджанской части Восточного флишевого бассейна это — карбонатные аргиллиты с прослоями мергелей, алевролитов, иногда известняков (сумгайтская свита). Характерны марганцевые конкреции. Местами в свите появляются песчаники и конгломераты. Мощность свиты 100—300 м. Выше следуют известковые глины с прослоями мергелей, карбонатных и туфогенных песчаников, еще выше — битуминозные глины с ярозитом (коунская свита, мощность 800—1200 м).

В грузинской части Восточного флишевого бассейна палеоцен—эоцен в нижней части разреза представлен чередованием аргиллитов, алевролитов, мергелей, песчаников, редко известняков. Для верхнеэоценовой части разреза характерно развитие глыбовых брекчий-конгломератов, увеличение роли песчаников и гравелитов. Мощность палеоцена и эоцена достигает 1,5—2,5 км.

В Западном флишевом бассейне отложения палеоцена и эоцена имеют сходный

Таблица 15

## Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса верхнеюрских отложений по южному склону Большого Кавказа

Ярус	Сел. Аигба	Долина р. Арква	Долина р. Гега	Нижнее течение р. Бзыбь
Титон	Слоистые серые, частью мергелистые, известняки с прослоями кремней, 230/2,69	Известняки, мергелистые известняки и мергели с включениями и прослоями кремней, 350/2,65	Мергели, мергелистые известняки, богатые кремневыми конкрециями, 1000/2,65	Известняки и доломиты брекчиевидного строения, 500/2,69
Кимеридж	Пестрые мергели и мергелистые известняки, 60/2,55	Известковистые песчаники, известняки и мергели с содержанием туфового материала, 90/2,60	—	1) Покров порфирита, 15/2,65 2) Пестрые глины, песчаники, мергели и известняки, 290/2,65
Оксфорд	Плотные мергелистые глины с прослоями кварцево-аркозовых песчаников. В верхних горизонтах песчанисто-известковистые аргиллиты. Мергели, тонкослоистые окремненные известняки с прослоями кремней, 185/2,60	Мергелистые глины с конкрециями, сменяющиеся известняками с кремнями и с прослоями мергелей. Массивные и толстослоистые известняки, местами окремненные, 120/2,60	Слабобитуминозные, местами доломитизированные массивные известняки, 250/2,69	Глинисто-известковистые песчаники, мергели, известняки, массивные коралловые известняки, подстилаемые слоистыми известняками и кремнями, 150/2,65
Келловей	Плотные мергелистые глины с прослоями кварцево-аркозовых песчаников. В верхних горизонтах песчанисто-известковистые аргиллиты, 150/2,60	Известковистые песчаники и слабо карбонатные глины с конкрециями и растительными остатками, 300/2,68	Известковый конгломерат, 4/2,70	Глины и песчаники, 110/2,65
Общая мощность, м	625	860	1254	1065
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	2,64	2,65	2,68	2,66

литологический состав (чередование аргиллитов, алевролитов, песчаников и мергелей).

В переходной зоне предгорий палеоцен—эоцен также представлен чередованием песчаников, аргиллитов и мергелей с прослоями гравелитов и песчанистых известняков (мощность — первые сотни метров). В этой же зоне местами развиты и более молодые отложения — майкопская серия олигоцен-нижнеплиоценового возраста (преимущественно гипсоносные ярозитовые глины с редкими прослоями песчаников, крупными карбонатными септариями).

Из более молодых образований складчатой системы Большого Кавказа (средний миоцен—антропоген) следует отметить вулканические породы в центральной части хребта (район Эльбруса, бассейн рек Баксан, Чегем, Казбекский район и окрестности оз. Кели). Представлены они континентальными и вулканическими породами (преимущественно лавы) андезитового, андезит-базальтового, андезит-дацитового, дацит-липаритового состава.

Четвертичные ледниковые, флювио-гляциальные, аллювиальные, аллювиально-

Северная Окриба	Верхняя Сванетия	Горная Рача	Жашква	Рибиса	Долина Терека и бас. Арагви	Певобережье Алазани
—	—	Известняки и мергели, местами конгломерата и основания, 800/2,65	—	—	Известняки и мергели, 500/2,65	Известняки частью доломитизированные, 800/2,67
Глины и песчаники с гипсом и покровами базальтов, 100/2,60	Мергели и мергелистые сланцы с подчиненными слоями известняков, 2000/2,65	Мергели и известняки, 2000/2,65	1) Слоистые мергели и толстослоистые известняки, 140/2,65 2) Пестрые песчаники и глины с гипсом 40/2,60	Известняки, нередко мергелистые и песчанистые мергели, 230/2,69	Мергели, реже известняки, 1000/2,62	Мергелистые сланцы и известняки с пачками глинистых сланцев, 800/2,68
—	То же	То же	Слоистые известковистые песчаники. Массивные коралловые известняки, 100/2,69	Песчанистые известняки. Массивные известняки, переходящие выше в слоистые известняки и мергели, 300/2,69	То же	То же
—	—	—	Песчанистые глины с прослоями песчаников, подстилаемые конгломератом, 300/2,65	Глины и песчаники, подстилаемые конгломератом, 60/2,65	Глинистые сланцы с прослоями мергелей и известняков, 150/2,70	Мергелистые сланцы и известняки с пачками глинистых сланцев, 800/2,68
100	2000	2800	580	590	1650	1400
2,60	2,65	2,65	2,65	2,69	2,64	2,69

пролювиальные отложения развиты широко, но существенных накоплений не создают. Неогеновые магматические породы встречаются редко, преимущественно в виде небольших даек, штоков, реже более крупных тел.

**Закавказский срединный массив.** К югу от Большого Кавказского хребта расположена обширная депрессия — Закавказская низменность, отделяющая Большой Кавказ от Малого (Антикавказ). Сравнительно небольшим поперечным воздыманием (Лихский хребет) она разделена на Рионскую (Колхидскую) и Куринскую низменности. Западным продолжением последней служит Храми-Машаверская низменность, переходящая к западу в Джавахетское нагорье, которое входит в систему Малого Кавказа.

В геотектоническом отношении Закавказская низменность в конце альпийского периода развития представляет собой межгорный срединный массив, ограниченный складчатой системой Южного склона Большого Кавказа с севера и Севано-Акеринской складчатой системой с юга. Кроме того, Аджаро-Триалетская зона делит Закавказский

Таблица 16  
Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса верхней юры по северному склону Большого Кавказа

Ярус	Бассейн р. Белой	Долина р. Кубани	Прикисловодский район	Нальчикский район
Титон	Глины и известковистые брекчии, 380/2,58	Доломиты, 60/2,60	Красные глины и известняковые брекчии, 280/2,58	Слоистые известняки, 780/2,69
Киммеридж	Доломиты, 35/2,90	Оолитовые известняки, 108/2,69	Тонкослоистые известняки, 150/2,69	Известняки с прослоями доломитов, 247/2,68
Оксфорд	Известняки, 10/2,69	Песчаники, 12/2,68	Доломитизированные песчаники и известняки. Аркозовые песчаники, 150/2,74	Массивные доломиты и известняки, 250/2,68
Келловей	—	—	—	Песчанистые и оолитовые известняки, глинистые песчаники, 250/2,68
Общая мощность, м	425	180	580	1302
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	2,59	2,66	2,64	2,68

межгорный массив на Грузинскую и Артивинско-Болнисскую глыбы. Их восточным продолжением является Азербайджанская глыба.

Древнейшие, докембрийские (?), нижне- и среднепалеозойские породы Закавказского межгорного массива представлены в основном различными кристаллическими и метаморфическими сланцами, к которым приурочены разнообразные магматические, главным образом гранитоидные, комплексы. Они обнажаются лишь в нескольких местах в виде небольших кристаллических массивов (Дзирульский, Храмский и Локский кристаллические массивы, выходы севернее оз. Севан). Породы интенсивно дислоцированы и образуют самый нижний, раннегерцинский структурный ярус. Верхний палеозой (вулканогенно-осадочные континентальные и прибрежно-морские отложения) несогласно покрывают нижний структурный ярус.

Средняя плотность наиболее древних амфиболитов Дзирульского массива оказалась равной 2,95 г/см<sup>3</sup>, биотит-роговообманковых сланцев — 2,76, биотитовых кристаллических сланцев — 2,74, биотит-мусковитовых кристаллических сланцев — 2,74, филлитов — 2,70, кварцитов — 2,70 и мраморов — 2,72 г/см<sup>3</sup>.

В строении Дзирульского, Храмского и Локского кристаллических массивов существенная роль принадлежит микроклиновым гранитам верхнепалеозойского возраста, слагающим совместно с верхнепалеозойскими кислыми вулканитами единую вулканоплутоническую формацию. Средняя плотность этих гранитов составляет 2,62 г/см<sup>3</sup>. Мезозой, начинающийся отложениями нижней юры, слагает слабоскладчатый субплатформенный осадочный чехол Закавказского герцинского массива. Он представлен песчано-глинистыми, континентально-вулканогенными и органоген-карбонатными отложениями нижней юры, порфиритовой свитой, озерно-лагунными и вулканогенными образованиями бата, прибрежно-морскими терригенными, вулканогенными, рифогенными и лагунными, отложениями верхней юры, эпиконтинентально-морскими карбонатными породами нижнего и верхнего мела, а также вулканогенно-осадочной формой верхнего мела. Мощность осадочного мезозойского покрова Закавказского межгорного массива местами довольно велика. Как правило, в нем развита складчатость покровного характера.

В плотностном отношении лейасские отложения изучались по обнажениям в окре-

Военно-Грузинская дорога	Черные горы	Северный Дагестан	Центральный Дагестан	Южный Дагестан
1) Оолитовые известняки, 180/2,69 2) Чередование песчаников, песчанистых известняков и доломитов, 150/2,68	1) Доломиты, 150/2,65 2) Брекчии известняковые, 60/2,65	1) Чередование доломитов, 200/2,65 2) Доломиты, 50/2,65 3) Песчаники, 200/2,68	1) Известняки, 200/2,65 2) Чередование глин и доломитов, 50/2,65 3) Известняковые брекчии, 100/2,65	1) Известняк песчанистый, 37/2,69 2) Известняки, 80/2,69 3) Известняковые брекчии, 50/2,65
Доломитизированные известняки, 120/2,69	Известняки, 350/2,69	—	Песчанистые мергели, 130/2,60	—
Известняки и доломиты. Песчанистые и мергелистые известняки, 1120/2,65	То же	—	То же	—
Песчанистые сланцы, 60/2,68	—	—	Песчанистые мергели с прослоями доломита, 400/2,60	—
1630	560	450	880	167
2,67	2,67	2,66	2,61	2,68

стностях Дзирульского, Локского и Храмского массивов. Кварцевые порфиры характеризуются значением плотности 2,76 г/см<sup>3</sup>, аркозовые песчаники — 2,60—2,70, плотность известняков лежит в пределах 2,66—2,70, аргиллитов и алевролитов — в пределах 2,57—2,66, а глинистых сланцев — 2,66—2,75 г/см<sup>3</sup>.

Среднеюрские отложения Закавказского срединного массива распространены более широко и представлены преимущественно вулканогенно-осадочными комплексами (байос, порфиритовая свита) или терригенными морскими и лагунными, а также вулканогенными отложениями (бат).

Порфиритовая свита байоса сложена преимущественно крупнообломочными пирокластолитами, реже лавами, мелкообломочными пирокластолитами спилит-порфиритового состава, а также аргиллитами и песчаниками, развитыми спорадически. Свита особенно широко распространена в переходных зонах (Локско-Карабахская зона и зона предгорий), где достигает максимальных мощностей (3—3,5 км). В Локско-Карабахской зоне в составе вулканогенных пород байоса кроме основных выделяются и более кислые породы — плагиопорфиры и кварц-порфиры, приуроченные в основном к верхней части разреза.

Отложения батского яруса в Закавказском срединном массиве встречаются в центральной части Грузинской глыбы, в переходной зоне предгорий и Локско-Карабахской переходной зоне.

Бат на Грузинской глыбе представлен лагунными отложениями: аргиллитами с примесью туфогенного материала и угленосными песчаниками (150—500 м), в зоне предгорий — аргиллитами и песчаниками, содержащими морскую фауну (до 500 м), а в Локско-Карабахской зоне — песчаниками, аргиллитами, туфогенными породами и порфиритами (мощность до 1000 м). Значение плотности среднеюрских отложений лежит в пределах 2,57—2,76 г/см<sup>3</sup>.

Верхняя юра в зоне предгорий, а также в крайне северо-западной части Грузинской глыбы представлена преимущественно зоогенными и обломочными известняками (мощность до 2 км). В северной части переходной зоны предгорий в известняках часты прослои, линзы и конкреции кремня. В центральной части Грузинской глыбы в составе верхней юры доминируют лагунные отложения — гипсоносные глины

## Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса среднеюрских отложений по южному склону Большого Кавказа

Ярус	Абхазия и Менгрелия				Рача		
	Бассейны рек Геги и Псоу	Нижнее течение р. Бзыби	Центральная и Восточная Абхазия	Ткварчельский район	Среднее течение р. Ингури	Правобережье р. Риони	Долина Цхенисцкхали (села Опитара, Гведи)
Бат, верхний горизонт	Глина с конкрециями, 250/2,50	Песчаники, глины, глинистые сланцы, пласты угля, 110/2,65	—	Конгломераты, 20/2,62	—	—	—
Бат, нижний горизонт	Конгломераты, песчаники, глины, 600/2,65	То же	—	Угленосная свита, кварцево-слюдистые песчаники с переложениями туфогенных материалов с пластами угля, венчающиеся конгломератом, 220/2,65	—	—	—
Байос, верхний горизонт	Конгломераты, песчаники, глины, 200/2,65	Туфогенные песчаники с редкими покровами порфиритов, 550/2,69	Туфобрекчи и туфопесчаники, 500/2,65	Туфогенные песчаники, частью аркозовые и слюдистые, 100/2,70	Туфобрекчи туфопесчаники, вулканические туфы, 100/2,65	Порфиритовая свита, 300/2,65	Мелко- и среднезернистые туфиты, туфогенные и глинистые песчаники, 240/2,65
Байос, нижний горизонт	Порфиритовая свита, 1500/2,65	То же, 1000 (видимая мощность) / 2,65	То же, 1500 / 2000/2,65	Порфиритовая свита, 2000/2,65	То же, 2800/2,65	То же	Порфиритовая свита 900 (видимая мощность) / 2,65
Общая мощность, м	2550	1660	~2500	2340	2900	300	1140
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	2,65	2,65	2,65	2,65	2,65	2,65	2,65

(2,45 г/см<sup>3</sup>) и песчаники (2,70 г/см<sup>3</sup>). Местами встречаются базальтовые лавы (2,80 г/см<sup>3</sup>).

В Локско-Карабахской зоне развиты вулканогенно-осадочные отложения верхней юры — порфиритовые вулканокластолиты и лавы с линзами, прослоями или пачками зоогенных известняков (2,70 г/см<sup>3</sup>) и доломитов (2,70 г/см<sup>3</sup>). Нормально-осадочные породы (аргиллиты, песчаники, изредка гравелиты) встречаются преимущественно в основании разреза (келловей).

Меловые отложения на территории Закавказского срединного массива развиты неравномерно. В его северной части (Грузинская глыба и зона предгорий) представлен весь разрез мела, а в южной части (Артвинско-Болнисская и Азербайджанская глыбы, Локско-Карабахская зона) — в основном верхний отдел этой системы.

Нижний отдел мела Грузинской глыбы и зоны предгорий выражен субплатформенными морскими неритическими фациями: кварцевыми песчаниками (2,50 г/см<sup>3</sup>) в низах разреза, известняками (2,60 г/см<sup>3</sup>), доломитизированными известняками (2,55 г/см<sup>3</sup>), мергелями (2,55 г/см<sup>3</sup>) и глинами (2,46 г/см<sup>3</sup>); последние — в верхах разреза.

Местами к низам нижнего мела приурочены пласты гипса (Колхида). В переходной зоне предгорий доминируют мергелистые породы (2,55 г/см<sup>3</sup>). Мощность

Окриба		Юго-Осетия	Военно-Грузинская дорога	Азербайджан		От Базадаг до Бабадаг
Долина Риони (с Ципларисхеви)	Ткибульский район	Долина р. Пацы		Район Белокан	От Белоканы до Куткашена	
—	Крупнозернистые кварцевые песчаники, 100/2,70	—	—	—	—	—
Листоватые сланцы с прослоями песчаников, 150/2,70	Угленосная свита, кварцевые песчаники и песчаники с пластами угля 150/2,70	—	—	—	—	—
Туфопесчаники и туфы, 250/2,68	Туфогенные песчаники, глинистые песчаники и сланцы, 250/2,69	Туфогенные песчаники, туфобрекчи и песчаники, 200/2,69	Глинистые сланцы, 1000/2,70	Глинистые сланцы, 1000/2,70	Глинистые и аспидные сланцы с прослойками песчаников, 2000/2,72	Песчаники и чередование их с глинистыми, сланцами 1000/2,70
То же, 2800 (видимая мощность) / 2,65	Порфиритовая свита, 1000/2,65	То же, 800 (видимая мощность) / 2,65	—	—	—	—
3200	1500	1000	1000	1000	2000	1000
2,66	2,67	2,66	2,70	2,70	2,72	2,70

меловых отложений варьирует в больших пределах — от 1300 м (Колхида) до нескольких десятков метров (Дзирульский массив).

Верхний отдел мела рассматриваемого региона сложен также преимущественно известняками (2,62 г/см<sup>3</sup>) с кремнистыми конкрециями. Лишь в низах разреза встречаются глины и глауконитовые песчаники (2,60 г/см<sup>3</sup>; альб-сеноман). В центральной части Грузинской глыбы к турону—нижнему сенону приурочена свита вулканогенных пород щелочно-основного состава (мощность 70—300 м): туфы (2,24 г/см<sup>3</sup>), туфопесчаники (2,46 г/см<sup>3</sup>), туфобрекчи, туфоконгломераты (2,60 г/см<sup>3</sup>) и лавы (2,75 г/см<sup>3</sup>). Мощность верхнемеловых отложений достигает нескольких сотен метров.

К югу по мере приближения к Аджаро-Триалетской зоне фациальный состав меловых отложений постепенно меняется — роль вулканогенных образований все более возрастает, мощности увеличиваются.

В Аджаро-Триалетской зоне наиболее древние обнаженные породы (мощность от 400 до 1500 м) относятся к апту и альбу. Это туфопесчаники (2,50 г/см<sup>3</sup>), микро-туфобрекчи (2,55 г/см<sup>3</sup>), туфы (2,30 г/см<sup>3</sup>), туфоконгломераты авгитовых порфиритов (2,65 г/см<sup>3</sup>), глины и мергели (2,68 г/см<sup>3</sup>) с прослоями известняков (2,70 г/см<sup>3</sup>).

Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса средней юры по северному склону Большого Кавказа

Ярус	Бассейн р. Аргун	Бассейн рек Андийское и Аварское Койсу	Хребет Лес	Бассейн р. Чирахчай	Бассейн рек Самур и Ахтичай
Бат	Глинистые сланцы, 1000/2,70	Чередование глинистых сланцев и песчаников, 400/2,70	Чередование глинистых сланцев и песчаников, 450/2,70	—	Чередование глинистых сланцев и песчаников, 450/2,70
Байос	Чередование глинистых сланцев и песчаников, 600/2,70	Чередование глинистых сланцев и песчаников, 300/2,70	Чередование глинистых сланцев и песчаников, 1460/2,70	Глинистые сланцы с прослоями песчаников, 1600/2,70	Чередование глинистых сланцев и песчаников, 800/2,70
Общая мощность, м	1600	700	1910	1600	1250
Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	2,70	2,70	2,70	2,70	2,70

Примечание. Центральной и западной частям Большого Кавказа отвечают следующие данные: бассейн рек Большая Лаба и Белая — глины, 600/2,60; бассейн рек Уруп и Зеленчук и долина р. Чегем — глинистые сланцы, 500/2,70; бассейн рек Ардон и Уруп — глинистые сланцы, 1050/2,70; Военно-Грузинская дорога — чередование песчаников и песчаных сланцев, 1000/2,70; долина р. Асса — глинистые сланцы и чередование песчаных сланцев, 1500/2,70.

Верхний мел Аджаро-Триалети представлен терригенными, карбонатными и вулканогенными породами: порфиритами (2,65 г/см<sup>3</sup>), туфами (2,30 г/см<sup>3</sup>) и туфобрекчиями (2,50 г/см<sup>3</sup>), аргиллитами (2,60 г/см<sup>3</sup>), мергелями (2,68 г/см<sup>3</sup>), песчаниками (2,58 г/см<sup>3</sup>) и известняками (2,70 г/см<sup>3</sup>). Мощность верхнемеловых отложений до 1 км.

В Артвинско-Болнисской и Азербайджанской глыбах известны лишь несколько небольших выходов нижнемеловых пород, представленных маломощной пачкой известняков (2,60 г/см<sup>3</sup>, Храмский массив) или же альбской толщей мергелей (2,68 г/см<sup>3</sup>), аргиллитов (2,60 г/см<sup>3</sup>) и песчаников (2,50 г/см<sup>3</sup>).

Верхнемеловые отложения широко развиты к югу от Аджаро-Триалетской зоны, на территории Артвинско-Болнисской и Азербайджанской глыб.

В пределах Артвинско-Болнисской глыбы сеноман представлен известняками (2,72 г/см<sup>3</sup>), песчанстыми известняками (2,65 г/см<sup>3</sup>) и конгломератами (2,68 г/см<sup>3</sup>) с прослоями вулканических пород (Храмский массив). Выше следует турон-кампанский мощный комплекс преимущественно вулканогенных образований, сложенный лавами и вулканокластитами кварц-альбитофирового состава (2,49 г/см<sup>3</sup>).

Разрез верхнего мела заканчивается толщей тонколоистых известняков (2,60 г/см<sup>3</sup>, кампан-даний). Общая мощность верхнемеловых отложений Артвинско-Болнисской глыбы равна 2,5—4,0 км.

Примерно таким же строением обладают верхнемеловые отложения Азербайджанской глыбы Локско-Карабахской зоны, где в нижней части разреза господствуют продукты вулканических извержений (сеноман—нижний сантон; мощность 2000—2300 м), а в верхней части (верхний сантон—даний) — известняки (мощность 500—600 м).

С вулканогенно-осадочными образованиями верхнего мела Закавказского срединного массива связаны многочисленные неки, дайки и штоки кварцевых и бескварцевых альбитофиров (2,60 г/см<sup>3</sup>), дацитов (2,40 г/см<sup>3</sup>), изредка диабазов (2,78 г/см<sup>3</sup>) и порфиритов (2,68 г/см<sup>3</sup>).

Палеоцен и эоцен Грузинской глыбы (мощность 150—350 м) представлены в основном известняками (2,65 г/см<sup>3</sup>), мергелями (2,42 г/см<sup>3</sup>), глинами (2,21 г/см<sup>3</sup>) и песчаниками (2,22 г/см<sup>3</sup>).

На территории Артвинско-Болнисской глыбы развит лишь средний эоцен в виде

мощной (до 1500 м) толщи дацитоандезитобазальтовых лав и вулканокластолитов ( $2,68-2,79 \text{ г/см}^3$ ).

В пределах Азербайджанской глыбы (Кировабадский район) палеоцен—эоцен выражен маломощной (до 400 м) толщей глинисто-мергелистых пород (известняки —  $2,62 \text{ г/см}^3$ ; мергели —  $2,50 \text{ г/см}^3$ ; известковистые глины ( $2,24 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями песчаников, иногда туфогенных).

В Аджаро-Триалетской зоне нижнепалеогеновые отложения достигают огромных мощностей и выражены флишевыми (палеоцен—нижний эоцен), вулканогенно-осадочными (средний, местами верхний эоцен) и песчано-глинистыми (верхний эоцен) отложениями.

Палеоцен-нижнеэоценовый флиш (мощность 50—2700 м) сложен чередованием песчаников ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ), мергелей ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ) и аргиллитов ( $2,62 \text{ г/см}^3$ ). В составе среднего эоцена преобладает вулканокластолиты и лавы субщелочных и щелочных базальтов ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ). Максимальной мощности эти отложения достигают в западной части зоны (до 4,5 км).

Верхний эоцен в западной части Аджаро-Триалети сложен главным образом рогово-обманковыми андезитами ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ), биотитовыми трахиандезитами ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ), окварцованными туфами ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ), деленитами ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ), трахиандезитовыми туфами ( $2,71 \text{ г/см}^3$ ), пироксеновыми андезитами ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ), горнблендитами ( $2,92 \text{ г/см}^3$ ), оливинowymi габбро ( $3,06 \text{ г/см}^3$ ). В восточном направлении происходит замещение верхнеэоценовых вулканических образований глинами и песчаниками ( $2,58 \text{ г/см}^3$ ).

В палеогеновых вулканогенных толщах Аджаро-Триалети размещены многочисленные дайки и штоки субщелочных, известково-щелочных и щелочных базальтоидных и более кислых пород.

Олигоцен—нижний миоцен Грузинской глыбы представлен в основном майкопской серией со средним значением плотности ( $2,1-2,2 \text{ г/см}^3$ , гипсоносные глины и песчаники с прослоями конгломератов). В ряде мест в верхах серии господствуют песчаники (нижний миоцен).

Мощность олигоцена—нижнего миоцена колеблется в широких пределах — от нескольких десятков метров до 2 км.

Сходный состав имеет майкопская серия и в пределах Артвинско-Болнисской глыбы, где она может быть подразделена на нижнюю — песчаноглинистую часть с прослоями микроконгломератов (мощность 1300 м) и верхнюю — глинистую часть (300 м).

Майкопская серия Азербайджанской глыбы (глины —  $2,15 \text{ г/см}^3$ ; пески —  $1,95 \text{ г/см}^3$ ; песчаники —  $2,26 \text{ г/см}^3$ ; мергели —  $2,43 \text{ г/см}^3$ ) характеризуется большими мощностями ( $1,5-3,5 \text{ км}$  в Куринской впадине).

Майкопской фацией представлен также олигоцен—нижний миоцен северной периферии Аджаро-Триалетской зоны.

Средний и верхний миоцен, плиоцен и антропоген Закавказского срединного массива представлены тонкими и грубыми молассаами морского и континентального типов, а также континентальными вулканогенными породами, заполняющими межгорные впадины или слагающими высокогорные равнины и нагорья.

В западной части Грузинской глыбы тарханский ярус представлен песчаниками и глинами ( $2,21 \text{ г/см}^3$  с прослоями мергелей ( $2,49 \text{ г/см}^3$ , мощность до 30 м); чокракский, караганский и конкский ярусы (500—600 м) — глинами ( $2,20 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями мергелей ( $2,50 \text{ г/см}^3$ ), известняков ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ) и песчаников ( $2,40 \text{ г/см}^3$ ); сарматский (1—3 км) — песчаниками ( $2,41 \text{ г/см}^3$ ) и глинами ( $2,18 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями конгломератов; меотический (300—200 м) — конгломератами, гравелитами ( $2,34 \text{ г/см}^3$ ) и песчаниками ( $2,35 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями глин ( $2,00 \text{ г/см}^3$ ) и известняков-ракушечников ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ). Такими же осадками сложен плиоцен (мощность 800—1500 м).

В центральной части Грузинской глыбы (Дзиркульский массив) разрез миоцена неполный, мощности небольшие.

В пределах Куринской депрессии, в Апшероне и Кобыстане миоцен выражен также морскими и континентальными молассаами, преимущественно мелкообломочными в нижней части разреза (тархан—средний сармат) и грубообломочными в верхней части (верхний сармат—меотис). Это глины ( $2,09 \text{ г/см}^3$ ), мергели ( $2,34 \text{ г/см}^3$ ), пески ( $2,02 \text{ г/см}^3$ ), песчаники ( $2,27 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями детритовых известняков ( $2,40 \text{ г/см}^3$ ), доломитов, диатомитов и вулканических пеплов. В конгломератах верхнего миоцена

## Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса нижнеюрских отложений (без расчленения) по южному склону Большого Кавказа

Верхнее течение р. Геги	Ущелье р. Кодори	Разрез по меридиану с. Лахамула от Главного хребта до карбонатной свиты	Периферия Дзирульского массива
1) Песчано-сланцевая свита, сложенная чередованием пластов и пачек серых песчаников с глинистыми сланцами, 250/2,70	1) Верхняя свита, сложена кварцевыми, слюдистыми и иногда аркозовыми песчаниками, в которых встречаются отдельные довольно мощные пачки темных или коричневых глинистых сланцев, 2500/2,69	1) Черные достаточно сильно измененные аспидные сланцы с редкими пластами песчаников, 1300/2,76	1) Свита, весьма обогащенная мелкозернистыми карбонатными песчаниками, 55/2,68
2) Темно-серые или черные аспидные сланцы. В их составе много зерен кварца и листочков слюды. Изредка встречаются тонкие (1 м) пласты серых песчаников. Часты дайки и пластовые жилы диабазов, 1500—2000/2,76	2) Нижняя свита сложена в основном глинистыми сланцами, в которых относительно редко встречаются прослойки песчаников, 1000/2,72	2) Глинистые сланцы, чередующиеся со слоями и пачками (мощностью до 10—15 м) альбитофириров и их туфов. Часты пластовые залежи и дайки диабазов и порфириров, 200/2,70	2) Выше идет та же свита, 90/2,68
3) Базальные образования — конгломераты, сложенные из гальки и обломков кварца. Реже встречаются окатанные гальки песчаников и сланцев, а еще реже — кристаллических сланцев. Конгломераты выше сменяются песчаниками, нередко аркозовыми, среди которых в подчиненном количестве встречаются микроконгломераты и пачки сланцев, 250/2,62	—	3) Базальный конгломерат, 200/2,62	3) Зеленовато-серые, фиолетовые или шоколадного цвета мергелистые сланцевые глины, 125/2,70
			4) Базальный кварцево-аркозовый конгломерат, 30/2,62
Общая мощность, 2500 м	3500	1700	300
Средняя плотность, 2,73 г/см <sup>3</sup>	2,70	2,73	2,68

Горная Осетия	Военно-Грузинская дорога	Горная Кахетия — ущелье рек Стори и Лопота	От Белоканы до Куткашена	От Базардюю до Бабадага
1) Свита темных песчаников и сланцев, 1500/2,70	1) Бурсачирская свита, сложенная в основном глинистыми сланцами, однако часто встречаются песчаники, некоторые пачки которых по мощности достигают 30—40 м, 1000/2,70	1) Глинистые сланцы с пластами и пачками песчаников мощностью 5—20 м, 150/2,70	1) Глинистые и аспидные сланцы с прослоями известковых песчаников, 1000/2,72 2) Свита, состоящая из глинистых и аспидных сланцев с прослоями песчаников, 3000/2,74	1) Пачка глинистых сланцев с прослоями песчаников, 1000/2,70
2) Аспидные сланцы с пластами диабазов, 1500/2,76	2) Гудушаурская свита, представленная однообразными темно-серыми хрупкими сланцами, 1500/2,72	2) Аспидные сланцы, 1200/2,76	3) Сланцы глинистых, большей частью аспидных сланцев и кварцитовидных песчаников с большим количеством пластовых диабазов и порфириров, 1000/2,75	2) Свита глинистых сланцев, почти без прослоев песчаников, 500/2,70
3) Песчаниковая свита, 300/2,68	3) Казбекская свита, сложена полосчатыми сланцами, в которых обильно встречаются кварцитоподобные песчаники. Часты дайки диабазов и порфириров, 1000/2,72	3) Свита черных аспидных сланцев с пластами (1—2 м) кварцевых и реже прослоями (до 0,5 м) аркозовых песчаников, 2000/2,76	—	3) Свита песчаников с прослоями сланцев, 100/2,69
4) Кератофирировый горизонт, представленный в основном альбитофирами, порфирирами и их туфами, 200/2,68	4) Циклаурская свита, в составе которой господствуют темные, часто аспидные сланцы, песчаники же и кварциты слагают сравнительно редкий прослой. Свита богата пластовыми и секущими телами диабазов мощностью в некоторых местах до 40 м, 1000/2,76	4) Чередование конгломератов песчаников и сланцев, 500/2,68	—	4) Мощная свита глинистых сланцев с прослоями песчаников, 600/2,70
5) Базальный конгломерат (10—20 м) и песчаники (10—20 м), 40/2,62	5) Кистинская свита, сложена в основном кварцитами, с которыми чередуются пачки плотных сероватых или черноватых сланцев. В нижней части свиты часты прослои кварцевых конгломератов. В низах же обычно присутствует графитовый горизонт — пачка сланцев, содержащая линзы сильно графинизированного угля или углистых сланцев и покровы кераторфириров и иорфириров и их брекчии, 500/2,65	5) Альбитофиры и их туфы, чередующиеся с нормальными глинистыми сланцами, 150/2,70	—	—
3540	5000	4000	6000	2200
2,72	2,71	2,73	2,74	2,70

Таблица 20

## Стратиграфические разрезы и средние плотности комплекса триаса—средней юры по северному склону Большого Кавказа

Бассейн рек Большая Лаба и Белая	Бассейн рек Уруп и Зеленчук	Долина р. Чегем	Бассейн рек Ардон	Военно-Грузинская дорога	Долина р. Ассы
1) Чередование песчаников и песчанистых сланцев, 800/2,72	1) Глинистые сланцы, 140/2,72	<i>Нижняя юра</i> 1) Чередование песчаников и глинистых сланцев, 200/2,70	1) Чередование песчаников и песчанистых сланцев, 350/2,70	1) Глинистые сланцы, аспидные сланцы и чередование песчанистых сланцев и песчаников, 2500/2,72	1) Глинистые сланцы и чередование песчаников и песчанистых сланцев, 200/2,70
2) Чередование глинистых и аспидных сланцев, 700/2,75	2) Глинистые сланцы, 900/2,72 3) Песчаники, 300/2,68 4) Чередование песчаников и песчанистых сланцев, 450/2,70		2) Аспидные сланцы, 2000/2,75 3) Кварциты, 500/2,65	2) Аспидные сланцы, 1000/2,75 3) Кварциты, 550/2,65	2) Аспидные сланцы, 2600/2,75
Общая мощность 1500 м	1790	200	2900	4000	4600
Средняя плотность 2,73 г/см <sup>3</sup>	2,70	2,70	2,73	2,72	2,73

местами встречаются базальтовые и андезитобазальтовые лавы. Максимальная мощность миоцена достигает нескольких километров. Для них характерно преобладание мелкообломочных пород в восточной части района и возрастание роли конгломератов к западу и северо-западу.

Четвертичные отложения покрывают огромные площади межгорных депрессий Закавказского срединного массива и представлены морскими отложениями в крайних западной и восточной частях Закавказского срединного массива, а также аллювиальными, пролювиальными и другими накоплениями довольно большой мощности в центральных частях Рионской и Куринской низменностей.

В западной части Артвинско-Болнисской глыбы широко развиты продукты континентальных вулканических извержений, слагающих Джавахетское нагорье. В них выделяются два комплекса — нижний, верхнемиоценово-нижнеплиоценовый, сложенный лавами долеритов (2,71 г/см<sup>3</sup>) и базальтов (2,77 г/см<sup>3</sup>), лавами и пирокластолитами андезитов (2,48 г/см<sup>3</sup>), андезитодацитов (2,52 г/см<sup>3</sup>) и дацитов (2,38 г/см<sup>3</sup>) и верхний — верхнеплиоценово-плейстоценовый, в нижней части которого развиты преимущественно лавы долеритов (2,66 г/см<sup>3</sup>) и базальтов (2,77 г/см<sup>3</sup>) а в верхней — лавы андезитов (2,47 г/см<sup>3</sup>), андезитодацитов (2,40 г/см<sup>3</sup>) и дацитов (2,38 г/см<sup>3</sup>).

Талыш сложен почти целиком палеогеновыми и нижнемиоценовыми осадками. Более молодые отложения развиты лишь в южной, центральной и периферической

р. Аргун	Бассейн рек Андийское и Аварское Койсу	Хребет Лес	Бассейн р. Чирахчай	Бассейн р. Самур—Ахтичай	г. Шахдаг
1) Чередование глинистых сланцев и песчанистых сланцев, 1350/2,70	1) Чередование глинистых сланцев и песчаников, 350/2,70	<i>Средняя юра</i> 1) Чередование глинистых сланцев и песчанистых сланцев, 400/2,70	1) Чередование глинистых сланцев и песчаников, 900/2,70	1) Глинистые сланцы с прослоями песчаников, 1500/2,72	1) Глинистые сланцы, 1000/2,72
2) Песчаники, 45/2,68	2) Песчаники, 2000/2,70	2) Песчаники с прослоями глинистых сланцев, 2000/2,70	2) Песчаники с прослоями глинистых сланцев, 2500/2,70	2) Глинистые сланцы, 1000/2,72	2) Глинистые сланцы, 500/2,72
Чередование глинистых сланцев и песчаников, 1000/2,72	Чередование глинистых сланцев и песчаников, 1200/2,70	<i>Верхний триас</i> — — —			Глинистые сланцы, 750/2,72
Глинистые сланцы с прослоями песчаников, 700/2,72	Чередование глинистых сланцев и песчаников, 1100/2,70	<i>Средний триас</i> — — —			
Аспидновидные сланцы, 1000/2,75	Глинистые сланцы, 2000/2,72	<i>Нижний триас</i> — — —			
4095	6650	2400	3400	2500	2250
2,73	2,71	2,70	2,72	2,72	2,72

частях. Что же касается более древних образований, то они встречаются в виде нескольких небольших выходов сенонских известняков и мергелей, положение которых в разрезе пока остается неясным (тектонические клинья или переотложенные глыбы).

Мощный разрез палеоцена—эоцена (3,5—5 км) представлен в основном вулканогенными фациями, где к плиоцену и низам эоцена отнесены туфы, алевротуффиты, алевролиты, аргиллиты, мергели, изредка туфоконгломераты (550—800 м); к нижнему—среднему эоцену — конгломераты (в низах), туффиты, туфобрекчии, покровы андезито-базальтов (800—1300 м); к среднему—верхнему эоцену — конгломераты (в основании), туфопесчаники, туффиты, глины и мергели (500—100 м); к верхнему эоцену — лавы анальцимовых андезитов и базальтов, туфобрекчии, туфы, редко пачки туфопесчаников и аргеллитов (1000—1200 м), а также толща аргиллитов, алевролитов, туфопесчаников и туфов (800 м) [Милановский, Хаин, 1963].

Олигоцен—нижний миоцен Талышской зоны представлен преимущественно глинистыми отложениями, но в отличие от типичной майкопской фации для них характерно присутствие большого количества туфогенного материала, роль которого уменьшается в северном направлении. Мощность отложений достигает 3 км.

Средний и верхний миоцен Талыша встречается в его центральной части и на северо-западной периферии. Здесь развиты морские песчано-глинистые фации. В разрезе Чок-

Средние значения плотности отложений Талыша

Породы	Майкоп	Эоцен	Палеоцен
Глины	2,17/48*	2,20/17	2,28/1
Пески	1,94/13	1,92/13	—
Алевролиты	2,34/20	2,29/16	2,27/16
Песчаники	2,19/96	2,27/69	2,41/2
Мергели	2,36/2	2,35/7	2,32/1
Известняки	—	2,64/4	2,66/6
Конгломераты	—	2,41/3	2,48/3
Туфопесчаники	2,29/10	2,39/39	2,36/26
Туфоконгломераты	2,57/3	2,64/9	—
Туфобрекчии	—	2,49/7	2,32/9
Алевротуфы	2,39/2	2,38/8	2,23/4
Диориты	—	2,55/2	2,47/1
Базальты	2,62/1	2,73/7	—
Порфириты	—	2,67/3	—
Андезиты	—	2,52/2	2,66/1
Среднее	2,41/195**	2,52/206**	2,45/70**

\* В числителе — плотность в г/см<sup>3</sup>, в знаменателе — количество образцов.

\*\* В числителе — средняя плотность с учетом влажности пород, в знаменателе — полное количество образцов.

ракского горизонта встречаются прослои мергелей, а в разрезе сарматского яруса — маломощные прослои известняков и конгломератов [Паффенгольц, 1959].

Общая мощность миоценовых отложений достигает 1300 м. В палеогеновых вулканогенных отложениях Талыша часты небольшие субвулканические и интрузивные тела основного состава. Средние значения плотности палеоценовых, эоценовых и майкопских отложений Талыша приведены в табл. 21.

**Севано-Акеринская зона и Армянско-Араксинская субплатформа.** К югу от Артвинско-Азербайджанской глыбы расположена система, известная в геологической литературе как Севано-Акеринская и представляющая собой складчатое сооружение альпийского возраста. Мезозойские породы этой зоны местами сильно метаморфизованы вплоть до образования кристаллических сланцев. Еще южнее располагается обширная область, выделенная как Армянско-Араксинская субплатформа, которая, по-видимому, является частью более обширной субплатформенной области, расположенной на территории Ирана и Турции.

В крайней юго-восточной части Армянско-Араксинской субплатформы, на границе с Севано-Акеринской складчатой системой, расположена Кафанская зона, по своей тектонике, мощностям и фациям отложений (нижняя (?), средняя юра, верхняя юра, мел и палеоген) напоминающая Локско-Карабахскую зону.

Следующей к югу зоной Армянско-Араксинской субплатформы является Мисхано-Зангезурская зона. В этой зоне выступают на поверхность метаморфические древнейшие комплексы Армении, сложенные различными кристаллическими сланцами, магматитами, гнейсами, гранитоидами, мраморами, а также несколько менее метаморфизованные, но интенсивно складчатые среднепалеозойские, местами верхнепалеозойские отложения.

В Араксинской зоне, являющейся областью более ранней консолидации (байкальской, байкальско-каледонской (?)) Армянско-Араксинской субплатформы, широко развиты очень слабо дислоцированные молассовые, солоносные, изредка вулканогенные отложения верхнего палеогена, миоцена, плиоцена и постплиоцена. Сравнительно менее распространены также слабоскладчатые терригенные, карбонатные и вулканогенные отложения палеогена, мела и др. Из-под этих отложений выступает весьма слабо дислоцированные (в особенности в южной части зоны — по левобережью Аракса) карбонатные терригенные породы триаса, перми, нижнего карбона, верхнего и среднего девона. Последние, несомненно, залегают на жестком додевонском фундаменте, вскрытом лишь в некоторых скважинах в Араратской котловине. Согласно Габриеля-

ну [1961], по своему геологическому строению и истории развития эта зона напоминает герцинские массивы Центральной Анатолии и Ирана.

Выходы докембрийско (?)-нижнепалеозойских пород известны в Мисхано-Зангезурской зоне. Наиболее крупными являются Арзаканский и Апаранский кристаллические массивы. По данным Аракеяна [1964], здесь выделяются четыре свиты. Самая нижняя представлена биотит-мусковитовыми, биотит-мусковит-кварц-полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми кристаллическими сланцами ( $2,71 \text{ г/см}^3$ ), постепенно переходящими в лейкократовые граниты ( $2,71 \text{ г/см}^3$ ). Следующая (вторая снизу) свита слагается хлорит-эпидотовыми, кварц-хлоритовыми и хлорит-графитовыми сланцами ( $2,75 \text{ г/см}^3$ ) с линзами мраморов ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ) и доломитов. Вверх по разрезу она согласно сменяется свитой роговообманковых сланцев ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ) и амфиболитов ( $2,94 \text{ г/см}^3$ ), заключающих линзы мраморов ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ). Самая верхняя свита метаморфического комплекса представлена эффузивами основного состава ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ) и их пирокластолитами. Общая мощность всех четырех свит 1500—1700 м.

Второй значительный по величине выход докембрийско (?)-нижнепалеозойских пород известен в пределах Зангезурского хребта. Эти породы проявляют большое сходство с таковыми для Арзакан-Апаранского массива. Докембрийско-нижнепалеозойский возраст описанных пород определяется по аналогии с Дзирульским массивом.

Третий пункт, где обнажается метаморфический комплекс, находится к юго-востоку от Еревана. Он выступает из-под отложений верхнего мела в виде небольших тектонических клиньев, сложенных слюдисто-кварцевыми, роговообманково-кварцевыми и кварц-полевошпатовыми сланцами ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ).

Средний палеозой в Мисхано-Зангезурской зоне установлен лишь в Зангезурском хребте. По Аракеяну [1964], это конгломераты, глинисто-сланцевые сланцы ( $2,53 \text{ г/см}^3$ ), кварциты ( $2,55 \text{ г/см}^3$ ) и известняки ( $2,58 \text{ г/см}^3$ ) с фауной девонского возраста.

Среднепалеозойские отложения Зангезурского хребта весьма сильно дислоцированы и метаморфизованы. Они пронизаны дайками диабаз-порфиринов. Верхний палеозой установлен также в пределах Зангезурского хребта и представлен известняками верхнепермского возраста (мощность 300—500 м).

Среднепалеозойские отложения, представленные песчаносланцевыми и карбонатными отложениями девона и нижнего карбона, широко развиты в Араксинской зоне. Основное поле их развития приурочивается к левобережью р. Аракс, бассейнам рек Веди, Айриджа и Арпа.

Девон представлен всеми тремя отделами и составляет непрерывную серию осадков. Из них на поверхности обнажаются и фаунистически охарактеризованы лишь средний и верхний отделы, которые представлены главным образом темно-серыми известняками ( $2,68$ — $2,71 \text{ г/см}^3$ ), желтоватыми песчаниками ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ) и черными глинистыми сланцами ( $2,53 \text{ г/см}^3$ ), желтовато-красными и буро-малиновыми алевролитами ( $2,73 \text{ г/см}^3$ ) с богатой брахиоподовой и коралловой фауной, кварцитами ( $2,55 \text{ г/см}^3$ ), мергелями ( $2,48 \text{ г/см}^3$ ) и порфиритами ( $2,80 \text{ г/см}^3$ ).

Отложения карбонного возраста следуют за породами девонской системы, но менее развиты. Представлены они известняками ( $2,68 \text{ г/см}^3$ ), кварцитами ( $2,63 \text{ г/см}^3$ ), песчаниками ( $2,62 \text{ г/см}^3$ ) и глинистыми сланцами ( $2,52 \text{ г/см}^3$ ).

Пермь трансгрессивно перекрывает разные горизонты нижнего карбона и девона и представлена всеми ярусами. Отложения перми однообразны. Это главным образом известняки ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ) с кораллами, фораминиферами и брахиоподами. Нередко в известняках наблюдается включение черных кремней. Общая мощность пермских отложений варьирует в пределах 400—1000 м.

Триасовые отложения известны лишь в Араксинской зоне (мощность 800—1000 м). К нижнему отделу этой системы относятся мергелистые известняки ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ), к среднему — известняки, мергелистые и доломитизированные известняки ( $2,63 \text{ г/см}^3$ ), а к верхнему — толща доломитов ( $2,62 \text{ г/см}^3$ ).

Верхнетриасовые отложения в северной части зоны представлены иной фацией. Это переслаивание кварцевых песчаников ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ) и аргиллитов ( $2,69 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями битуминозных глин, углистых аргиллитов и пластами угля (мощность до 500 м).

Юра в Кафанской зоне начинается вулканогенными отложениями среднего отдела этой системы. Более нижние горизонты юры здесь не обнажены. Отложения представ-

лены преимущественно порфиритами ( $2,66 \text{ г/см}^3$ ), туфогенными песчаниками ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ), туфами дацитовых порфиритов ( $2,49 \text{ г/см}^3$ ), андезитовыми порфиритами ( $2,71 \text{ г/см}^3$ ), альбитофирами ( $2,49 \text{ г/см}^3$ ), кератофирами ( $2,58 \text{ г/см}^3$ ), туфобрекчиями ( $2,54 \text{ г/см}^3$ ) и кварцевыми порфирами ( $2,66 \text{ г/см}^3$ ). Мощность средней юры 1500 м.

Верхняя юра также выражена вулканогенной фацией (мощность 900–1000 м), в составе которой значительную роль играют прослои и пачки известняков ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ).

Юрские отложения в Араксинской зоне известны лишь в нескольких местах. Их самые южные выходы установлены в ущелье р. Аракс, где на доломитах триаса залегает толща вулканогенных пород (мощность до 250 м) — базальтов ( $2,75 \text{ г/см}^3$ ), диабазовых порфиритов ( $2,71 \text{ г/см}^3$ ), туфоконгломератов ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ), туфов ( $2,64 \text{ г/см}^3$ ), а также алевролитов ( $2,62 \text{ г/см}^3$ ). За ней согласно следуют песчаники ( $2,66 \text{ г/см}^3$ ), туфопесчаники ( $2,62 \text{ г/см}^3$ ) и глины, песчаные и карбонатные глины байосского возраста (150 м), затем глинистые известняки ( $2,58 \text{ г/см}^3$ ) и карбонатные глины батского яруса (65 м). К северу от данного выхода на территории Армянской ССР обнажаются аргиллиты ( $2,64 \text{ г/см}^3$ ) и глинистые сланцы ( $2,62 \text{ г/см}^3$ ) байос-батского возраста (мощность около 50 м).

Разрез юры в Араксинской зоне заканчивается незначительными по мощности и распространению песчаниками ( $2,57 \text{ г/см}^3$ ) келловея.

В Севано-Акеринской зоне развиты преимущественно палеогеновые (западная часть) и верхнемеловые (восточная часть) вулканогенные отложения.

В крайней восточной части, а также на перифериях Севано-Акеринской складчатой системы из-под верхнемеловых пород выступают более древние — среднеюрские, верхнеюрские и нижнемеловые образования, представленные преимущественно порфирированными вулканическими и карбонатными отложениями, аналогичными таковым в Локско-Карабахской зоне.

В крайней западной части Севано-Акеринской зоны известны выходы нижнего мела (мощность до 2 км), представленные известняками ( $2,66 \text{ г/см}^3$ ), алевролитами ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ), дацитовыми порфирами ( $2,55 \text{ г/см}^3$ ), песчаниками ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ), туфами ( $2,50 \text{ г/см}^3$ ), туфопесчаниками ( $2,62 \text{ г/см}^3$ ).

Местами туфогенные и песчаные отложения сильно метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы.

Верхнемеловые отложения развиты широко в Севано-Акеринской зоне, особенно в ее восточной части. Верхняя часть разреза сложена обычно известняками ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ) и мергелями ( $2,50 \text{ г/см}^3$ ) с редкими прослоями песчаников ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ), содержащими и потоки основных субщелочных лав ( $2,84 \text{ г/см}^3$ ). Максимальная мощность этой части разреза достигает 1200 м.

В верхнемеловых отложениях Севано-Акеринской зоны, представленных офиолитовым меланжем, размещены многочисленные тела основных и ультраосновных пород, сравнительно реже — гранитоидов.

В Армяно-Араксинской зоне в строении валанжина, готерива и баррема (общая мощность 300 м) участвуют известняки ( $2,68 \text{ г/см}^3$ ) и песчаные известняки ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ); в строении аптского и альбского ярусов (мощность до 400 м) — песчаные и глинистые известняки ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ), мергели ( $2,50 \text{ г/см}^3$ ), туфопесчаники ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ), туфобрекчии ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ), туфоконгломераты ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ) и конгломераты ( $2,58 \text{ г/см}^3$ ).

Верхний мел Кафанской зоны (общая мощность 1000 м) состоит из порфиритов ( $2,55 \text{ г/см}^3$ ), туфобрекчий ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ), туфоконгломератов ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ) и других пирокластолитов, а также песчаников ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ), карбонатных песчаников ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ), конгломератов ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ), брекчий и известняков ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ).

В меловых отложениях Кафанской зоны установлено наличие нескольких выходов гранитоидных интрузий.

В Мисхано-Зангезурской зоне мезозойские отложения древнее верхнемеловых, достоверно не установлены. В северо-западной части зоны верхний мел развит ограниченно и представлен терригенными (мощность 400–2100 м) — конгломераты ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ), песчаники ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ), алевролиты ( $2,57 \text{ г/см}^3$ ) и мергели ( $2,50 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями туфопесчаников ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ) и небольшими залежами порфиритов ( $2,55 \text{ г/см}^3$ ) — и карбонатными (мощность 250–300 м) — известняки ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ) и песчаные известняки ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ) — отложениями сенона.

В юго-восточной части зоны (Зангезур) установлено наличие меловых отложений, представленных вулканогенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными фациями с общей мощностью в 1500–2000 м.

Верхнемеловые отложения в Араксинской зоне распространены довольно широко. Это альбские мергели ( $2,50 \text{ г/см}^3$ ), карбонатные и глинистые песчаники ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ), мергелистые и глинистые алевролиты ( $2,57 \text{ г/см}^3$ ), начинающиеся базальными конгломератами (общая мощность до 2000 м).

Палеоцен Севано-Акеринской зоны представлен маломощной пачкой известняков. Известняками ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ) и песчанистыми известняками ( $2,57 \text{ г/см}^3$ ) сложен и нижний эоцен (мощность 20–120 м), начинающийся базальными конгломератами.

В строении среднего эоцена основную роль играют лавы и вулканокластиты субщелочных андезитов ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ), андезитоцитов ( $2,64 \text{ г/см}^3$ ), дацитов, изредка базальтов ( $2,80 \text{ г/см}^3$ ). В них встречаются прослои известняков ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ), карбонатных песчаников ( $2,55 \text{ г/см}^3$ ), пластовые залежи габбро-диоритов и габбро-порфиритов. Мощность среднего эоцена 2–4 км.

Верхний эоцен выражен также вулканогенной фацией — лавами и пирокластитам андезитов, андезитобазальтов, трахиандезитов, трахитов и липаритоцитов (мощность 600–1000 м). Лишь местами в низах верхнего эоцена встречаются прослои или пачки туфопесчаников ( $2,35 \text{ г/см}^3$ ), глинистых сланцев и известняков ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ), содержащих ископаемую фауну.

Олигоцен в Севано-Акеринской зоне известен лишь в некоторых местах западной части зоны (мощность 250–600 м) и представлен озерно-континентальными угленосными глинами ( $2,23 \text{ г/см}^3$ ), песчаниками ( $2,28 \text{ г/см}^3$ ), алевролитами ( $2,50 \text{ г/см}^3$ ) и конгломератами ( $2,52 \text{ г/см}^3$ ).

В палеогеновых отложениях рассмотренной зоны внедрены небольшие, но многочисленные интрузии габбро-порфиритов, кварцевых порфиритов и гранитоидов.

В Кафанской зоне нижний палеоцен известен в ряде мест в виде небольших выходов мергелей и глин. Олигоцен—нижний миоцен развит также фрагментарно и представлен грубыми песчаниками ( $2,42 \text{ г/см}^3$ ), гравелитами и конгломератами ( $2,52 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями песчаных глин ( $2,29 \text{ г/см}^3$ ).

Более молодые образования — континентальные лавовые и вулканокластические породы — покрывают мезозойские отложения этой зоны.

Палеогеновые отложения Мисхано-Зангезурской зоны, зажатые между крупной полифазной Мегринской интрузией (гранитоиды, граносиениты, сиениты, габброиды) и палеозойскими отложениями, представлены местами интенсивно метаморфизованными порфиритами ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ) и вулканокластитам.

В Араксинской зоне кайнозойские отложения покрывают большие площади. Палеоцен в юго-восточной части зоны (Ордубадский прогиб) представлен глинисто-песчанистыми отложениями (несколько сотен метров), нижний и средний эоцен — известняками, на которых залегают среднеэоценовые толщи авгитовых порфиритов и их пирокластитов (0–100 м), затем толща туфопесчаников ( $2,54 \text{ г/см}^3$ ), алевролитов, аргиллитов, известняков ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ), мергелей, а также порфиритов и пирокластитов (до 1000 м). Последние покрываются толщей (до 700 м) туфоконгломератов, туфобрекчий и туфопесчаников ( $2,63 \text{ г/см}^3$ ). Верхи среднего эоцена, или нижняя часть верхнего эоцена (мощность несколько сотен метров), сложены известняками ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ), песчаниками ( $2,54 \text{ г/см}^3$ ), аргиллитами, реже конгломератами (750 м); а верхние горизонты — туфогенно-обломочной толщей с покровами андезитов ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ) [Милановский, Хаин, 1963].

В северо-западной части Араксинской зоны (Ереванский прогиб) мощный комплекс палеоцен-эоценовых отложений ( $2,3–2,5 \text{ км}$ ) складывается чередованием туфопесчаников, глин, мергелей и известняков ( $2,53 \text{ г/см}^3$ ).

Территория, расположенная между этими прогибами, характеризуется сокращенными по мощности и полноте разрезами нижнего палеогена, замещением вулканогенных фаций песчано-глинистыми и карбонатными. То же самое отмечается в сторону Араксинской депрессии.

Олигоцен и нижний миоцен представлены морскими терригенными лагунно-континентальными и вулканическими фациями. Состав вулканических пород пестрый — лавы и пирокластиты андезитов, андезитобазальтов, андезитотрахитов, дацитов и липаритов. Терригенный материал развит в виде песчаников ( $2,54 \text{ г/см}^3$ ) и глин

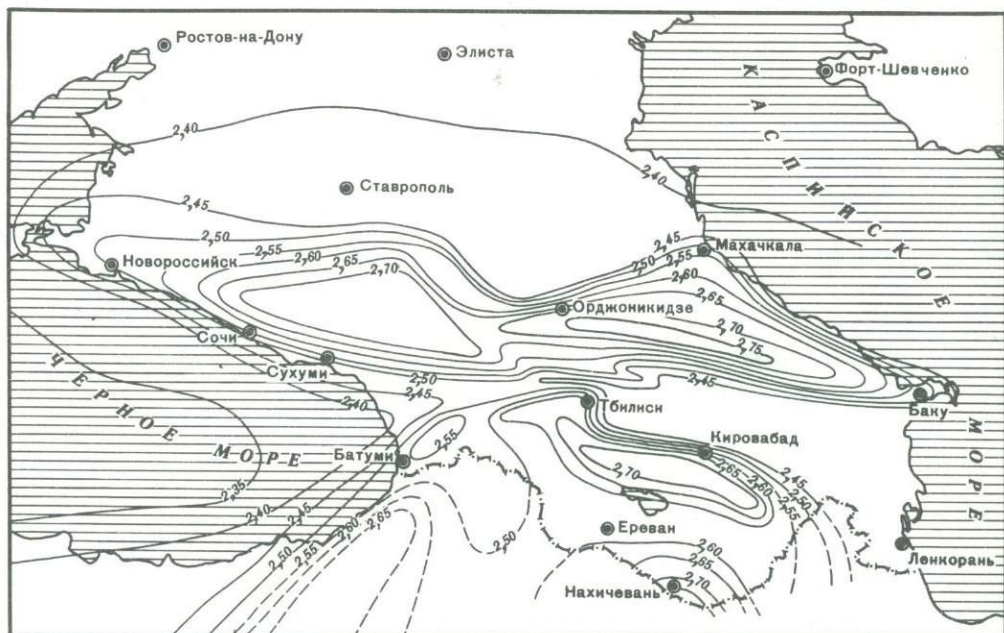


Рис. 17. Схема латерального распределения средневзвешенной плотности ( $\text{г/см}^3$ ) осадочного слоя на Кавказе

( $2,46 \text{ г/см}^3$ ), а карбонатный — в виде мергелей и известняков. Местами наблюдаются фациальные переходы вулканогенных отложений в терригенные. Мощность отложений 1–2 км. В Араксинской зоне (Нахичевань, Ереванский район) более молодые отложения миоцена начинаются окремненными известняками и мергелями, которые перекрываются пачкой гравелитов и песчаников (мощность 60–575 м). Караганский и конкский горизонты выражены известковистыми глинами ( $2,46 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями песчаников ( $2,51 \text{ г/см}^3$ ) и алевролитов, с отдельными линзами каменной соли, остатками морской ископаемой фауны (мощность 250–750 м), а сарматский — глинами ( $2,25 \text{ г/см}^3$ ), песчаниками ( $2,34 \text{ г/см}^3$ ), песками с прослоями известняков ( $2,44 \text{ г/см}^3$ ), мергелей ( $2,40 \text{ г/см}^3$ ), гипса, вулканических пеплов, линзами каменной соли (650–1150 м).

Мощность соленосной свиты Араксинской зоны от 700 до 2500 м. Она перекрывается, а также частично по простиранию фациально переходит в континентальные вулканогенные образования. Это трахилипаритовые, реже андезитовые ( $2,41 \text{ г/см}^3$ ), андезитобазальтовые ( $2,44 \text{ г/см}^3$ ) и дацитовые трахиандезитовые лавы, туфы и туфобрекчи мощностью во много сотен метров, бронирующие значительную часть зоны. Их возраст определяется как верхний миоцен—средний плиоцен.

Более молодой, также широко распространенный континентально-вулканогенный, преимущественно лавовый комплекс (верхний плиоцен—плейстоцен) сложен базальтами, долеритами, андезитобазальтами, андезитами, андезитодацитами, липаритами и липаритами, а также вулканокластолитами среднекислого состава и характеризуется средним значением плотности  $2,50 \text{ г/см}^3$ .

В Араксинской зоне, особенно в ее южной части, широко развиты также четвертичные аллювиальные, озерные и другие накопления ( $2,09 \text{ г/см}^3$ ).

С молодыми вулканическими образованиями Араксинской зоны тесно связаны многочисленные субвулканические тела (экструзии, дайки, пластовые тела и др.).

В южной периферической части Севано-Акеринской зоны меловые и палеогеновые отложения перекрываются континентальными образованиями — верхнемиоценово-четвертичными лавами, изредка липаритами, озерными и аллювиальными осадками. Вулканические породы имеют различный состав — от долеритов и базальтов до липаритов.

Плотностные данные горных пород Кавказа легли в основу установления средних плотностей отдельных стратиграфических горизонтов и составления схематической карты распределения средней плотности осадочного слоя этого региона (рис. 17).

Наиболее низкими значениями ( $2,3-2,4 \text{ г/см}^3$ ) характеризуется осадочный слой на Северном Кавказе и в Кура-Рионской депрессии, высокими — породы на Большом Кавказе ( $2,6-2,7 \text{ г/см}^3$ ). На Триалетском хребте развиты породы с плотностью  $2,5-2,6 \text{ г/см}^3$  и, наконец, на Малом Кавказе средняя плотность осадочного слоя составляет  $2,5-2,7 \text{ г/см}^3$ .

Таково, в самых общих чертах, распределение средних значений плотности осадочного (включая топомассы) слоя на Кавказе. При интерпретации гравиметрических данных, безусловно, следует принимать во внимание более локальный характер распределения значения плотностей.

### Петроплотностная характеристика гранитного слоя

Под поверхностью гранитного слоя подразумевается поверхность доальпийского комплекса, часто называемая поверхностью кристаллического фундамента, консолидированной коры или кристаллического субстрата.

Кристаллический субстрат Кавказа обнажается в пределах различных геотектонических зон Кавказа — Главного и Передового хребтов, Северо-Кавказского краевого массива (Малкинский массив), в зоне Закавказской межгорной впадины (Дзирульский и Храмский массивы) и в складчатой области южной части Малого Кавказа (Локский, Апаранский, Арзаканский, Зангезурский массивы и другие мелкие выходы). Эти массивы сложены в основном гранитоидами и кристаллическими сланцами.

Гранитоиды представлены двумя возрастными средне- и верхнепалеозойскими группами и петрографически отвечают породам от типичных гранитов до плагиогранитов и кварцевых диоритов. В текстурном отношении, кроме обычных гранитов, широко развиты гранитоиды гнейсовой текстуры, гнейсы. Между кристаллическими сланцами и гранитоидами отмечается широкое развитие мигматитов, представленных смесью кристаллических сланцев и гранитоидов.

Кристаллические сланцы в основном представлены слюдястыми разновидностями, сложенными главным образом из кварца, полевых шпатов (кислые плагиоклазы занимают ведущее положение среди полевых шпатов) и слюд. Кристаллические сланцы часто содержат секущие тела гранитоидов (жилы, прожилки), и замечается их пропитывание гранитным материалом. Хотя в кристаллических сланцах встречаются амфиболиты, однако они маломощные, и среди них чаще всего наблюдаются кварцевые их разновидности — окварцеванные амфиболиты.

Кроме отмеченных пород, в строении субстрата участвуют основные и ультраосновные породы (серпентиниты), однако в количественном отношении они играют весьма подчиненную роль. Залегают базиты в гранитоидах часто в виде ксенолитов и пропитаны гранитным материалом. Чаще всего ксенолиты по составу отвечают кварцевым габбро. Выходы габброидных пород обычно измеряются в сотнях квадратных метров, реже встречаются тела сравнительно больших размеров.

Более молодые образования секущих тел в субстрате представлены мезозойскими гранитоидами, а также основными породами габбро-диабазового состава. Однако последние занимают также незначительные площади. По грубым расчетам петрографов граниты и кристаллические сланцы составляют около 85–90% всего субстрата на Кавказе.

Эрозионный срез Большого Кавказа дает возможность наблюдать отмеченную картину примерно на 3 км. Учитывая тектонику (крупные разломы, поднятия отдельных блоков по отношению к другим, обнажение более глубоких частей гранитного субстрата), можно полагать, что такая картина продолжится до глубины не менее 10 км.

Среднее значение плотности гранитоидов на Кавказе находится в пределах  $2,62-2,64 \text{ г/см}^3$  (см. табл. 8). Значение плотности гранитоидов по исследуемому району почти не меняется в зависимости от их возраста.

Очень важно отметить, что аналогичное явление наблюдается и для всей территории Советского Союза. Так, Фотиади [1958] на основе многочисленных денситометрических исследований пород докембрийского фундамента русской платформы установил, что средняя плотность гранитоидов меняется в пределах  $2,62-2,66 \text{ г/см}^3$ . В Сред-

Плотности пород гранитной группы, г/см<sup>3</sup>

Порода	$\sigma_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{min}}$	$\sigma_{\text{max}}$	Число образцов
Гранит				
алясцитовый микроклиновый	2,57	2,55	2,63	6310
двухслюдной	2,57	2,55	2,58	590
биотитовый	2,59	2,56	2,64	3515
биотит-роговообманковый	2,64	2,60	2,68	1854
рапакиви	2,59	2,56	2,60	1827
Плагиогранит	2,63	2,54	2,65	—
Пегматит и аплит	2,62	2,54	2,65	367
Гнейсогранит	2,61	2,50	2,65	1960
Гранодиорит	2,68	2,64	2,78	2692

ней Азии, в западной части Тянь-Шаня, значение плотности гранитов меняется в пределах 2,60–2,65 г/см<sup>3</sup>, а в районе Средне-Азиатской платформы это значение лежит в пределах 2,58–2,65 г/см<sup>3</sup>. Граниты из обрамляющих Западно-Сибирскую платформу складчатых сооружений характеризуются значениями плотности 2,63–2,64 г/см<sup>3</sup>. Значение плотности гранитов Восточно-Сибирской платформы и Забайкалья также не выходит за пределы 2,61–2,65 г/см<sup>3</sup>. На Дальнем Востоке в зоне верхнепалеозойской и мезозойской складчатости Южного Приморья граниты характеризуются значением плотности 2,58–2,66 г/см<sup>3</sup>. Следует добавить, что и другие магматические породы из тех же районов СССР характеризуются приблизительно одинаковыми значениями плотностей [Справочник геофизика, 1968].

Для иллюстрации приведем значения плотности пород гранитной группы различного состава (табл. 22), полученные на основе массовых измерений (более 10 тыс.) этого параметра образцов из 124 районов территории СССР [Дортман, 1976]. Плотность этой группы пород является достаточно устойчивой независимо от их возраста и местонахождения.

Таким образом, плотностная характеристика пород, слагающих кристаллический субстрат Кавказа, указывает на возможную латеральную однородность состава гранитного слоя.

Исходя из этих соображений и учитывая средневзвешенный состав кристаллического субстрата, средняя плотность обнаженной части кристаллического фундамента на Кавказе находится в пределах 2,65–2,70 г/см<sup>3</sup>.

Оценивая состав кристаллического субстрата, Н.Б. Дортман указывает, что в крупнейших антиклинальных зонах Кавказа, Казахстана, Восточных Саян, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР преимущественно развиты породы небольшой плотности — аляситовые и биотитовые граниты, биотитовые гнейсы и сланцы. Трещинные интрузии габбро и гипербазитов, развитые в ряде антиклинорий, занимают сравнительно небольшие площади.

Здесь уместно отметить также, что средние плотности горных пород, слагающих щиты, имеют следующие значения (в г/см<sup>3</sup>): на Балтийском щите — 2,72, на Украинском — 2,65, на Анабарском — 2,74 и на Алданском — 2,71 [Дортман, 1968].

Там, где кристаллический фундамент перекрыт осадочными образованиями, мы располагаем лишь данными о скоростных характеристиках гранитного слоя. В этом отношении на Кавказе наиболее полно освещена депрессия Закавказского межгорного массива. Судя по сейсмическим материалам (ГСЗ, КМПВ, МОВ), граничные скорости для поверхности гранитного слоя по районам изменяются в пределах (в км/с): Колхидская низменность — 5,6–5,7, Дзирульский массив — 5,7, Картлийская депрессия — 5,6–5,9, Гаре Кахети — 5,6–5,9, Нижнекуруинская впадина — 5,9–6,7 ( $V_{\text{пл}} = 5,95 \pm 6,5$  км/с).

Таким образом, в рассматриваемой депрессии граничные скорости меняются в пределах 5,6–6,7 км/с.

По данным Каруса и др. [1976], изменение значений  $V$ -происходит в пределах 5,6–6,0 км/с.

Следует отметить, что по отдельным профилям исследуемой территории разными авторами получены довольно сильно различающиеся данные о граничных скоростях, что весьма осложняет выбор среднего значения  $V_T$  для однозначного определения плотности как функций скорости распространения сейсмических волн. Наибольший процент из общего числа значений граничной скорости для поверхности гранитного слоя в Закавказском срединном массиве приходится на 6,0 км/с, что и было взято для расчета средней плотности на поверхности гранитного слоя. При этих значениях  $V_T$  по эмпирической формуле  $\sigma = 0,64 - 0,34 V_T$  [Красовский, 1981] плотность получается равной 2,68 г/см<sup>3</sup>.

Весьма интересно отметить, что такими же значениями скорости волн ( $V_T = 5,8 \div 6,2$  км/с) повсеместно характеризуется верхняя часть фундамента гранитного слоя на территории Центральной и Юго-Восточной Европы [Соллогуб, Чекунов, 1971], и эти волны являются преломленно-рефрагированными, заходящими внутрь метаморфизованного основания вследствие градиентного нарастания скорости с глубиной. Однако, как указывают авторы, градиент не превышает 0,05 км/с и быстро уменьшается с глубиной.

На структурной схеме гипсометрии фундамента Центральной и Восточной Европы выделены фундаменты следующих типов: дорифейский гранитный ( $V_T = 6,0 \div 6,5$  км/с; Восточно-Европейская платформа), байкальский гранитный ( $V_T = 5,8 \div 6,0$  км/с), гетерогенный байкальско-киммерийский гранитный ( $V_T = 5,8 \div 6,0$  км/с) [Чекунов и др., 1980].

При градиентном нарастании плотности с глубиной предполагают, что наблюдаемые различия  $\sigma$  на поверхности гранитного слоя должны сглаживаться на уровне поверхности Конрада ( $V_T = 6,4 \div 6,6$  км/с), где плотность достигает 2,85 г/см<sup>3</sup> [Бурьянов и др., 1979]. Если на обнажениях кристаллического ядра принять значение  $\sigma = 2,65$  г/см<sup>3</sup>, то средняя плотность этого слоя будет около 2,75 г/см<sup>3</sup>. Для каждого района, где определялись плотности поверхности кристаллического фундамента, получится свое значение  $\sigma$ , а среднее отклонение от  $\bar{\sigma}$  даст оценку латеральной изменчивости плотности гранитного слоя. Ошибка в расчете гравитационного эффекта за счет подобных колебаний плотности (около 0,01—0,05 г/см<sup>3</sup>) не будет превышать 10—20 мГал.

Известно, что как скорость сейсмических волн, так и (в меньшей мере) плотность горных пород зависят от давления, в результате чего среда даже при неизменности вещественного состава в определенном интервале глубин становится градиентной.

Попытаемся на основе современных представлений о прогнозировании возможного вещественного состава литосферы с учетом давления и других данных оценить нарастание с глубиной плотности пород, слагающих гранитный слой земной коры, принимая во внимание следующие аргументы.

1. Многочисленные экспериментальные исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах [Воларович и др., 1974, 1980; Воларович, 1978; Справочник по физическим свойствам. . . , 1978; Волюнец и др., 1979; Лебедев, 1975; Лебедев, Орищенко, 1980; Лебедев, Корчин, 1979] и их статистическая обработка показали, что скорости упругих волн в конкретных породах (гранит, габброид) можно описать определенным законом распределения, причем при высоких давлениях достоверные интервалы значений скоростей продольных волн резко сужаются (рис. 18), облегчая тем самым дифференциацию различных типов пород. Поскольку в статистике учтены результаты определения  $V_P$  множества образцов пород для различных районов нашей страны, эти зависимости можно считать применимыми и для Кавказского региона. Используя эти данные, а также данные по ГСЗ и сейсмологии, можно с большей уверенностью судить о вещественном составе гранитного слоя и изменении его с глубиной.

Для иллюстрации можно рассмотреть петроскоростные разрезы, полученные Воларовичем, Волюнцом и Левшиным [1980] для Центральной Туркмении. На рис. 19 даются разрезы, удовлетворяющие экспериментальному годографу, а также интервалы наиболее вероятных значений  $V_P$  в различных горных породах с учетом лишь давления. Из этого разреза следует, что по экспериментальному годографу наиболее вероятен гранитный и гранитгнейсовый состав слоя до 30 км, в пределах которого  $V_P$  меняется от 6,2 до 6,4 км/с, т.е. нарастание скорости с глубиной в интервале приблизительно от 8 до 30 км не превышает 0,2 км/с. Естественно, что при построении плотностной

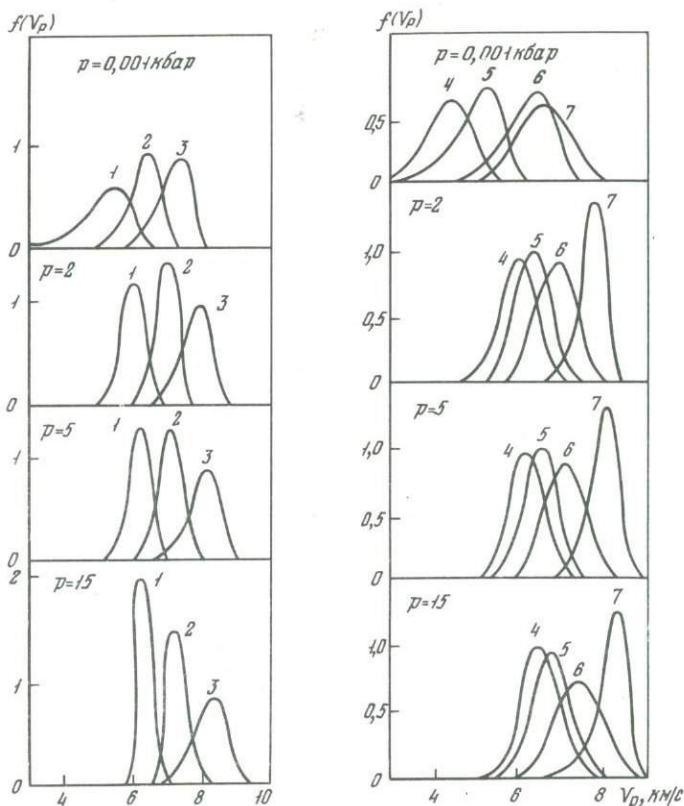


Рис. 18. Дифференциальные кривые распределения скоростей продольных волн при различных давлениях в гранитах (1), габбро (2), перидотитах (3), гнейсах (4, 5), амфиболитах (6) и эклогитах (7)

модели в этом интервале глубин земной коры следует брать значения плотности гранитов при тех же барических условиях.

Плотность гранитов при давлении 1 кбар в среднем равна 2,63, а при 10 кбар 2,67 г/см<sup>3</sup>. Что же касается плотности гранитогнейсов, то их значение, по всей вероятности, мало отличается от значений  $\sigma$  для гранитов, поскольку абсолютные значения скоростей и их приращения при давлениях от 0,001 до 15 кбар очень близки к таковым для гранитов [Волярович и др., 1980].

В соответствии с зависимостью  $\sigma = f(V_p)$ , полученной Красовским [1981], приращение скорости в интервале глубин 8–30 км в Центральной Туркмении отвечает интервалу плотностей 2,70–2,76 г/см<sup>3</sup>, т.е. градиент плотности по глубине не превышает 0,06 г/см<sup>3</sup>. Интересно отметить, что экспериментальные измерения плотности гранитов в интервале давлений 0,001–10 кбар, соответствующих глубинам 0–30 км, в среднем также дают приращение значений  $\sigma$  около 0,05–0,06 г/см<sup>3</sup>.

В приведенных рассуждениях температурный фактор не учитывается. Между тем известно, что температура заметно влияет как на скорость упругих волн [Левыкин, Фарберов, 1971; Тедеев, 1972; Лебедев, 1975; Christensen, 1979], так и на плотность пород [Лебедев, 1975; Красовский, 1979]. Например, учет влияния  $T$  на  $V_p$  приводит к замене гранитов и гранитогнейсов в интервале глубин 8–30 км на гранодиориты (см. рис. 19). Плотностная интерпретация экспериментального графика (штриховые линии на рис. 19), основанная на корреляционной зависимости  $\sigma$  от  $V_p$ , естественно, не изменяется.

С другой стороны, гранодиориты должны обладать большими плотностями, чем граниты и гранитогнейсы. По-видимому, здесь фактор  $T$  действует в сторону разуплотнения.

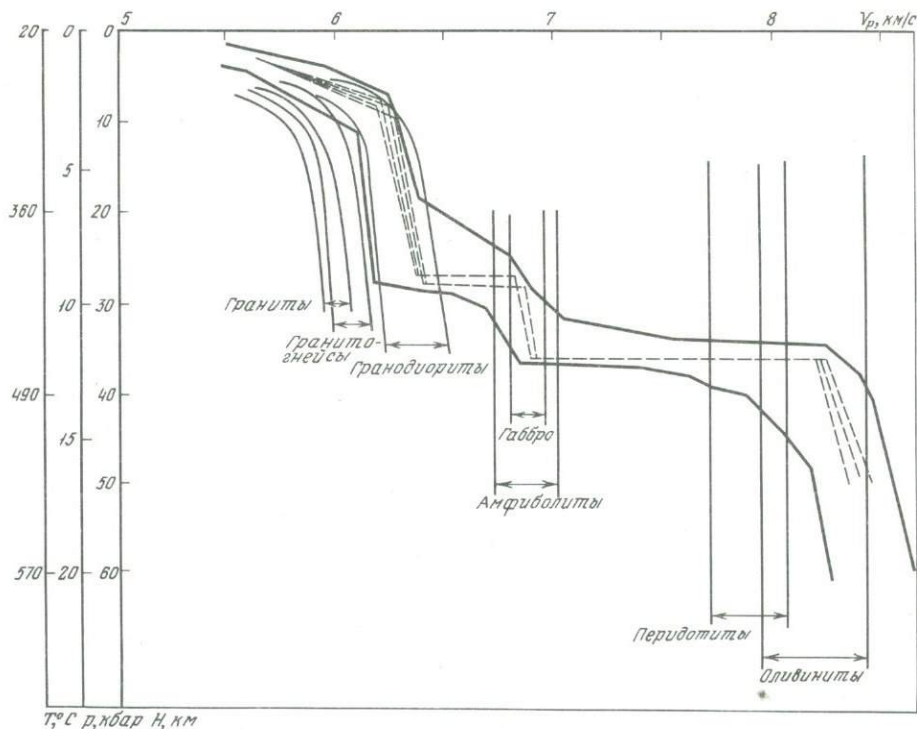


Рис. 19. Разрезы, удовлетворяющие экспериментальному годографу (штриховые линии), и интервалы вероятных значений скоростей продольных волн в зависимости от давления для горных пород с учетом влияния температуры

Исходя из изложенного выше предполагаем, что интервал глубин в пределах 8–30 км, отождествляемый с гранитным слоем земной коры, вещественно представлен в основном породами кислого состава — от гранитов до термически разуплотненных гранодиоритов. Соответственно плотность гранитного слоя в среднем не должна выходить за пределы  $2,70\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$ .

2. Представлениям об обязательном градиентном нарастании плотности с глубиной не отвечают эксперименты по измерениям  $V_p$  при одновременном возрастании  $\rho$  и  $T$  в соответствии с предположенным термобарическим режимом региона Украинского щита (рис. 20) [Лебедев, 1975]. С возрастанием глубины  $H(\rho, T)$  на графиках  $V_p = f(H)$  для многих пород отмечаются области падения  $V_p$  (рис. 21). Не исключено также влияние фазовых ( $\alpha\text{--}\beta$ )-переходов и физико-химических процессов (дегидратации), также нарушающих градиентное нарастание скорости и плотности с глубиной.

3. На основе тщательного анализа данных акустического каротажа по скважинам Матой (США,  $H\text{--}3814 \text{ м}$ ), Винд Ривер (США,  $H\text{--}3063 \text{ м}$ ), № 2000 (близ г. Туймазы, свод Русской платформы,  $H\text{--}4042 \text{ м}$ ), № 50 и 52 (Краснодарский край,  $H\text{--}4025$  и  $3440 \text{ м}$  соответственно) Епинатьевой [1975] удалось установить, что систематического увеличения пластовой скорости в кристаллических и метаморфических породах с глубиной не отмечается. В этой работе также рассматривается вопрос противоречивости сейсмических данных в отношении зависимости скорости от глубины в земной коре.

По полевым данным Раджабова и Ригера [1970], увеличение  $V_T$  с глубиной для фундамента в Куринской впадине не обнаружено.

4. Нарастанию плотности с глубиной в гранитном слое будет препятствовать также предполагаемое существование под хребтами непосредственно над границей Конрада довольно мощного волновода (слоя пониженной скорости) [Карус и др., 1976]. Возникновение таких волноводов авторы объясняют гранитизацией рифейских и раннепалеозойских образований, приведшей к значительному снижению в них скорости упругих волн и плотности.

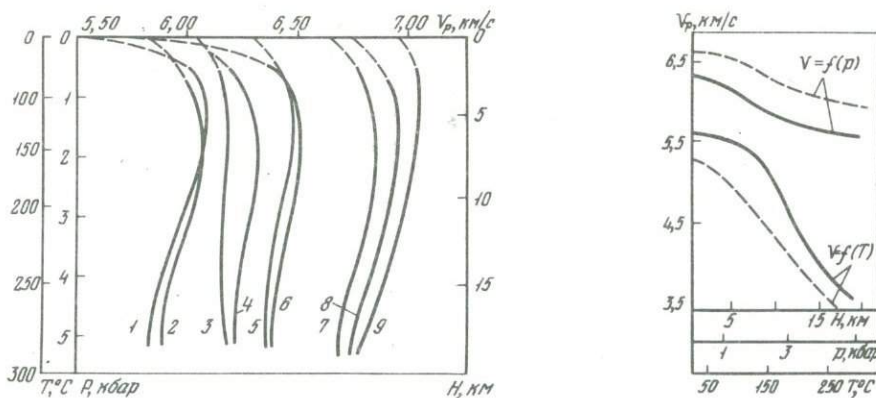


Рис. 20. Зависимости средних значений скорости продольных волн от глубины в породах центральной части Украинского щита

1 — гнейсы, 2 — магматиты, 3 — габбро-монциты, 4 — граниты, 5 — чарнокиты, 6 — граниты рапакиви, 7 — габбро-нориты, 8 — габбро-амфиболиты, 9 — лабрадориты

Рис. 21. Зависимости скорости продольных сейсмических волн от температуры и давления в граните (сплошные линии) и габбро-норите (штриховые линии)

5. Любопытно отметить, что первая в мире Кольская сверхглубокая скважина на глубине 6800 м вскрыла гранитный слой, представленный гранитогнейсовыми образованиями, и до глубины 12000 м пока еще не вышла из него [Козловский, 1984]. По мере роста глубин по скважине не наблюдалось предполагаемого увеличения плотности пород, скоростей распространения упругих колебаний и других изменений физических параметров горных масс.

Подобное явление может быть объяснено наблюдаемым в этой скважине мощным, идущим из глубин Земли тепловым потоком. Так, на глубине 10 км температура достигает  $180^{\circ}\text{C}$  вместо ожидаемых  $100^{\circ}\text{C}$ . Рассчитанное нами значение средневзвешенной плотности пройденных этой скважиной пород составило  $2,74 \text{ г/см}^3$ .

Исходя из всего сказанного при современном уровне знаний предположение о неизбежности сильного градиентного нарастания плотности с глубиной нельзя считать твердо установленным. Скорее всего, градиент невелик и, возможно, в некоторых случаях даже меняет знак с глубиной. Поэтому в первом приближении для упрощения вычисления гравитационного эффекта гранитного слоя можно ограничиться моделью с постоянным значением плотности  $\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$  в пределах этого слоя как латерально, так и по глубине.

В дальнейшем, по мере накопления экспериментальных данных по зависимостям  $\sigma$  и  $V_p$  от  $p$  и  $T$ , а также детализации скоростных и тепловых разрезов земной коры, несомненно, желателен учет реальных градиентов плотности при построении гравитационных моделей земной коры и верхней мантии.

### Петроплотностная характеристика базальтового слоя

Состав, физические свойства и агрегатное состояние базальтового слоя достоверно еще не установлены. Некоторые представления о них, как известно, дают геофизические методы, по которым, например, скорость прохождения упругих волн в базальтовом слое ближе всего подходит к значениям этого параметра в эффузивных аналогах габбро-базальтовой магмы — базальтов.

Иногда этот слой называют промежуточным. При этом предполагается, что по своему химическому составу (в основном по содержанию кремнезема) он располагается между сиалическими гранитным и ультраосновным (подкоровым) слоями. Этот термин используется прежде всего для того, чтобы подчеркнуть различие скоростей упругих волн в выше- и нижележащих слоях. Об истинном составе слоя судить весьма трудно из-за его повсеместного глубокого залегания.

Эксперименты при высоких давлениях и температурах позволяют получить значения физических свойств пород известного химико-петрографического состава, которые

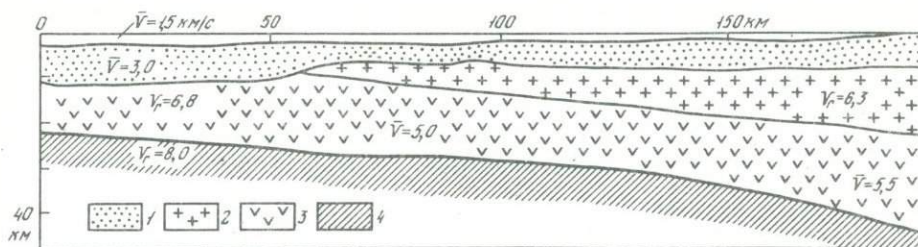


Рис. 22. Схематический разрез земной коры по профилю 14 (Черное море)

1 — осадочный слой, 2 — гранитный слой, 3 — базальтовый слой, 4 — поверхность Мохоровичича

очень близки к реальным условиям для глубоких частей земной коры [Берч, 1957; Давыдов, 1962; Хитаров, 1962; Книппер, Марков, 1975]. Сейсмические скорости в коре сопоставимы со скоростями, измеренными в этих условиях в образцах широко распространенных горных пород.

Для определения состава базальтового слоя Саваренский [Саваренский, Кирнос, 1959], сравнивая значения отношения модуля всестороннего сжатия и плотности  $\sigma$ , полученные из сейсмических наблюдений и лабораторных измерений для различных горных пород, установил, что значение  $V$  в промежуточном слое ближе всего (с предполагаемой поправкой на температуру) соответствует габбро и тахилиту. Довольно близок к ним диорит. Разновидности базальтов мало различаются по упругим свойствам, и промежуточный слой называется просто базальтовым. При этом значения плотности пород при всестороннем давлении 2 кбар были приняты для габбро 3,05, для тахилита — 2,85 и для диорита — 2,74 г/см<sup>3</sup>.

Для базальтового слоя обычно принимают значение плотности 2,80–2,90 г/см<sup>3</sup>, как наиболее характерное для эффузивных аналогов габбро-базальтовой магмы, слагающих промежуточный слой земной коры [Магницкий, 1953].

Имеются указания, что значения плотностей и скоростей продольных волн для некоторых типичных базальтовых пород под высоким давлением при экспериментах значительно ниже, чем это предполагается для базальтового слоя земной коры [Афанасьев, Баюк, 1964; Гутенберг, 1957; Давыдов, 1962].

По материалам ГСЗ положение поверхности базальтового слоя и значение граничной скорости ( $V_r$ ; = 6,8 км/с) наиболее уверенно определено в восточной части Черного моря [Непрочнов и др., 1966], где земная кора двухслойна и состоит из осадочного и базальтового слоев (рис. 22).

Довольно отчетливо эта поверхность выделяется также и в других частях Черного моря по профилям ГСЗ-25 М ( $V_r = 6,7 \div 6,8$  км/с) [Гаркаленко, 1971], Севастопольскому V (6,4), Севастопольскому VII (6,4), Центрально-Черноморскому X (6,8), Керченскому XIII (6,8), Ялтинскому XI (6,3–7,0), Ялтинскому 17 (6,4–7,0), Ялтинскому 18 (6,6), Центрально-Черноморскому 19 (7,0), Ялтинскому 20 (6,3), Центрально-Черноморскому 21 (6,8), о-в Змеиный—мыс Тарханкут (6,8–7,0), Херсон—мыс Кефкен (6,7–6,8), Варненскому 27 (6,8), Керченскому 29 (6,7–6,8) и Новороссийскому 30 (6,4 км/с) [Вольвовский, Вольвовский, 1975]. В этом регионе, кроме граничных скоростей, установлены также глубина залегания и мощность базальтового слоя.

Если исходя из приведенных данных за значение граничной скорости в акватории Черного моря принять 6,6–6,8 км/с, то на поверхности Конрада плотность пород  $\sigma = 2,88 \div 2,95$  г/см<sup>3</sup>.

Непосредственными продолжениями сейсмических профилей восточной части Черного моря в сторону Кавказа являются сейсмические профили ГСЗ по Закавказской межгорной депрессии от Черного до Каспийского морей. На многих сейсмических разрезах по этим профилям также выделяется граница Конрада ( $V_r = 6,7 \div 7,2$  км/с), отделяющая поверхность базальтового слоя, однако возможность такого выделения зачастую представляется довольно сложной.

Так, на некоторых профилях (субмеридиональный профиль Степное—Бакуриани) в межгорной депрессии не удается выделить эту границу. Тем не менее по профилю, пересекающему этот профиль в субширотном направлении (Гали—Тбилиси), в ба-

зальтовом слое выделены даже две (6,7–6,8 и 7,3–7,5 км/с) сейсмические границы. Раджабов [1978], исходя из параметров двухмерных скоростных моделей в восточной части Куринской депрессии, на профиле ГСЗ Ахсу–Масаллы, доказывает несостоятельность природы границы Конрада как границы, отделяющей поверхность базальтового слоя. Он предлагает вводить новые структурно-формационные или структурно-петрографические сейсмические границы, разделяющие комплексы пород, существенно отличающиеся по своим скоростным данным и, вероятно, вещественному составу.

На этом разрезе Раджабов выделяет опорные границы – первая из них  $K_2$  ( $V_T = 6,7 \div 7,2$  км/с) разграничивает кислые и основные породы, а вторая  $K_3$  отделяет последние от пород базитозащелочного комплекса ( $V_T = 7,7 \div 7,9$  км/с). В промежутке между этими границами ( $H \approx 30$  км) выделяются также довольно мощные (до 15 км) зоны пониженной скорости (6,4–6,5 км/с). Расчет плотности слоя между границами  $K_2$  и  $M$  ( $V \approx 6,9$  км/с) по зависимости  $\sigma = f(V)$  [Красовский, 1981] на этом профиле дает значение  $\sigma = 2,98$  г/см<sup>3</sup>.

Полученное методом сейсмологического профилирования [Мурусидзе, 1976] по субширотным профилям Цебельда–Кировабад и Цебельда–Степанаван (см. рис. 12) значение  $V_p$  лежит в интервале 6,4–6,6 км/с.

На профилях субмеридионального пересечения Кавказа наблюдается более сложная картина. Однако по профилю Волгоград–Нахичевань [Краснопевцева, 1978] на многих участках (под Большим Кавказом, Терско-Каспийским прогибом, Маньчской впадиной и Валом Карпинского) отчетливо выделяются поверхности раздела  $K_2$  ( $V_T = 6,45 \div 6,5$  км/с) и  $K_3$  ( $V_T = 6,8 \div 7,2$  км/с). На данном профиле эти границы не выделены под Алазани-Мирзаанской впадиной и Малым Кавказом.

Скоростная характеристика в этих районах разнородна; так, под Алазанской и Мирзаанской впадинами в консолидированной коре происходит постепенное нарастание скорости от 6,3 до 7,5 км/с; на Малом Кавказе консолидированная кора характеризуется скоростями 6,5–6,8 км/с.

На сейсмическом разрезе по профилю Степное–Бакуриани [Краснопевцева и др., 1970] границы  $K_2$  и  $K_3$  не выделены. Для базальтового слоя, по-видимому, характерны значения  $V_{пл} = 6,5 \div 6,7$  км/с.

В Каспийском море почти по всем профилям ГСЗ – Астара–Апшерон, Красноводск–Апшерон, Бекдаш–Апшерон, Красноводск–Море, Апшерон–Море, Огурчинский–Апшерон, Форт Шевченко–Апшерон – граничные скорости поверхности Конрада довольно отчетливо характеризуются значениями в пределах 6,6–6,8 км/с. [Вольвовский, Вольвовский 1975], что в плотностном пересчете дает значение в пределах 2,88–2,95 г/см<sup>3</sup>.

Предполагается, что базальтовый слой земной коры состоит из основных пород типа габбро и метаморфических пород высоких фаций. На основе изучения глубинных включений в кимберлитах и щелочных базальтоидах Баратову и Мушкину [1979] удалось различить по составу три главных типа базальтового слоя: гранулит-диоритовый, гранулит-базитовый и серпентинит-амфиболит-базитовый. Авторы указывают также на то, что второй тип базальтового слоя (с более основным составом, сходным по химическому составу с базальтом) присущ складчатым зонам нашей планеты.

Считают, что недифференцированные базальтовые породы по составу идентичны породам базальтового слоя. Обращая внимание на очень низкое содержание титана в породах дифференцированных интрузий Сибири, к такому же заключению приходит и Булмасов [1962]. Поэтому для установления физических свойств пород, слагающих базальтовый слой земной коры, предлагают исходить из исследований образцов недифференцированных пород. Образцы недифференцированных базальтов могут отвечать тем требованиям, которые столь важны при экспериментальных исследованиях. Породы недифференцированных излияний могут быть получены из магмы базальтового слоя путем контаминации сиалической коры континентов [Заварицкий, 1961]. Явление контаминации кажется нам одной из возможных причин, обуславливающих появление различных по составу базальтов в одних и тех же районах.

В качестве примера приведем третичные базальты Ахалкалакского вулканического нагорья в Грузии. Здесь скважина глубиной 1200 м вскрыла два горизонта базальтов: первый расположен в верхней части разреза на глубине до 200 м и слагается базальтами и долеритами ахалкалакской свиты верхнеплиоцен-четвертичного возраста, второй – в нижней части, на глубине 1050 м, и состоит из базальтов кисатибской сви-

ты миоплиоценового возраста (мощность 68 м). Скважина была опорной, и керны были отобраны через каждые 6 м. Всего было исследовано 18 образцов по первому горизонту и 10 — по второму [Балавадзе, Шенгелая, 1968].

Химический состав базальтов ахалкалакской (I, образец 127) и кисатибской (II, образец 1042) свит приведен ниже:

Окисел	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
c (I, 127), мас.%	48,0	0,34	17,58	5,52	6,84
c (II, 1042), мас.%	44,02	1,42	16,55	4,2	7,1
Окисел	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
c (I, 127), мас.%	0,15	5,54	9,27	4,28	0,21
c (II, 1042), мас.%	0,21	11,59	10,68	3,1	0,04

Базальты верхнего горизонта характеризуются порфировым строением и микро-долеритовой структурой основной массы. Порода состоит из порфировых выделений основного плагиоклаза, мелких зерен оливина, авгита, магнетита и микролитов плагиоклаза.

Базальт из нижнего горизонта характеризуется порфировой структурой, основная масса гиалопилитовая. Фенокристаллы: оливин со следами идингситизации, хлоритизации и карбонатизации. Основная масса представляет собой хлоритизированное вулканическое стекло, в котором рассеяны лейсты плагиоклаза и зерна титаномагнетита.

Базальты ахалкалакской свиты характеризуются более низким значением плотности (2,68–2,72 г/см<sup>3</sup>), чем базальты кисатибской свиты (2,92–2,97 г/см<sup>3</sup>) [Балавадзе, Шенгелая, 1968].

Исходя из этих соображений, мы считаем, что для установления физических свойств пород базальтового слоя в лабораторных условиях следует изучать образцы именно недифференцированных пород, являющихся производными базальтовой магмы, которые в наименьшей степени претерпели изменение первоначального состава и близки по составу к базальтовому слою земной коры. Таковыми, по всей вероятности, являются базальты кисатибской свиты миоплиоценового возраста из Ахалкалакского нагорья (II свита), средняя плотность которых оказалась равной 2,94 г/см<sup>3</sup>.

При высоких всесторонних давлениях *p*-образцы вышеописанных пород показали следующие значения скорости продольных волн:

<i>p</i> , кбар	0,001	0,5	1	2	3	4
<i>V<sub>p</sub></i> (I, 127), км/с	5,48	5,57	5,66	5,81	5,94	6,04
<i>V<sub>p</sub></i> (II, 1048), км/с	6,40	6,56	6,74	6,98	7,06	7,08

Интересно отметить также, что точка Кюри для образца 127 равна 550°С, а для образца 1048—450°С.

В отношении градиентного нарастания плотности базальтового слоя с глубиной под действием температуры и давления справедливы рассуждения, аналогичные изложенные в разделе о литолого-плотностной характеристике гранитного слоя.

Прежде всего для этого можно использовать данные экспериментальных исследований физических свойств (*V* и *σ*) при давлениях и температурах в условиях реального залегания базальтового слоя. Принимая, что базальтовый слой на исследуемой территории в среднем залегает на глубинах от 15 до 50 км, а тепловой поток в среднем равен 60 мВт/м<sup>2</sup>, получаем, что *T* варьирует в пределах слоя от 300 до 600°С. Интервал давлений составляет 5–15 кбар.

Полагая, что базальтовый слой имеет габбро-амфиболитовый состав, и руководствуясь результатами работы [Воларович и др., 1980], в частности данными по скоростям продольных волн в образцах габбро и амфиболитов в интервале *T* = 300 ÷ 600°С и давлении 5–15 кбар (см. рис. 18), можно заключить, что скорость в этом слое должна меняться в пределах 6,7–6,9 км/с, а средняя скорость может быть принята равной 6,8 км/с. Следовательно; в соответствии с зависимостью *σ* = *f*(*V*) [Красовский, 1979] средняя плотность базальтового слоя составляет 2,94 г/см<sup>3</sup>. Это значение лишь на 0,02 г/см<sup>3</sup> отличается от среднего значения плотности, принятого для нижней коры в плотностной модели Земли континентального типа ПМЗ-К [Картвелишвили, 1983].

Так как гравитационное поле модели ПМЗ-К с необходимой точностью соответствует нормальному гравитационному полю Земли, мы сочли целесообразным за среднюю плотность базальтового слоя принять значение, равное  $2,90 \text{ г/см}^3$ .

Примерно такое же значение средней плотности базальтового слоя на Кавказе получается по оценке сейсмических скоростей методом математического моделирования в работе [Бурьянов и др., 1979]. По данным этой работы, в диапазоне скоростей от  $6,6$ – $6,8 \text{ км/с}$  (ниже границы Конрада) до  $7,6 \text{ км/с}$  (над границей Мохоровичича) изменение средней плотности оценивается в пределах  $2,95$ – $3,0 \text{ г/см}^3$ , что хорошо согласуется с данными по плотностям невыветренных, непористых основных пород и гранулитов при соответствующих давлениях и температурах. Эти же авторы дают оценку колебания средней плотности базальтового слоя по скоростям сейсмических волн, не превышающую по латерали  $0,02 \text{ г/см}^3$ . С учетом же предполагаемых мощных тел с большими скоростями продольных волн под всем пространством между Большим и Малым Кавказом латеральные изменения плотности оцениваются в  $0,05 \text{ г/см}^3$ .

### Плотностная характеристика поверхности верхней мантии (границы Мохоровичича)

Наиболее важной проблемой является выявление природы границы Мохоровичича. Существующие положения, объясняющие возрастание скорости на этой границе, исходят из того, что она обусловлена изменением химического состава, связанного с переходом габброидных пород к перидотитам верхней мантии или же фазовым изменениям одного и того же вещества от габбро к эклогитам в более плотную модификацию. Таким образом, граница Мохоровичича фиксирует переход от основных к ультраосновным породам.

Оценить плотность пород верхней мантии пока что удается только по значениям скоростей сейсмических волн, а также на основе экспериментальных данных изучения физических свойств горных пород при высоких термодинамических условиях.

Как известно, методы взрывной сейсмологии и материалы детальных профильных сейсмологических наблюдений дают весьма обнадеживающие результаты, наиболее важные для изучения строения верхней мантии, когда по годографам преломленных верхней мантией волн достоверно определяются в первых вступлениях значения граничной скорости  $V_{\Gamma}^M$  продольных сейсмических волн, распространяющихся вдоль поверхности Мохоровичича. Граничные скорости, будучи рефрагированными, в среднем могут характеризовать скорости в слоях, которые непосредственно контактируют с поверхностью мантии.

В зависимости от длины используемых годографов и от градиентов скорости распространения продольных сейсмических волн в верхней области мантии мощность переходного слоя получается равной примерно  $2$ – $4 \text{ км}$ . По результатам статистической обработки значений граничной скорости на поверхности Мохоровичича для Альпийского складчатого пояса Юга СССР  $V_{\Gamma}^M = 8,12 \pm 0,12 \text{ км/с}$ .

На Кавказе, в северо-восточной части Черноморской впадины, выделена линейно-вытянутая зона, где значение скорости равно  $8,0 \text{ км/с}$ , в Куринской депрессии граничная скорость около  $8,0$ – $8,2 \text{ км/с}$ , а в Южно-Каспийской впадине  $8,0$ – $8,1 \text{ км/с}$ . В Черноморской и Прикаспийской впадинах завышенные значения граничных скоростей на поверхности Мохоровичича наблюдаются в тех районах, где либо отсутствует гранитный слой, либо мощность консолидированной коры сильно сокращена.

В последнее десятилетие выполнен ряд комплексных геолого-геофизических исследований по изучению строения, состава и физических свойств земной коры и верхней мантии Кавказа и сопредельных морских акваторий. На сейсмологических разрезах, построенных по профилям ГСЗ, граница Мохоровичича характеризуется значениями скорости в среднем  $7,9$ – $8,2 \text{ км/с}$ . Этим скоростям по эмпирическим зависимостям плотности от скорости распространения ударных волн с учетом поправок на температуру и давление, характерных для глубинных зон земной коры, должны соответствовать пределы значения плотности  $3,2$ – $3,4 \text{ г/см}^3$  (Беляевский, 1974; Юров, Ефимкина, 1973; Красовский, 1981 и др.). Такие же значения получаются при исследовании образцов ультраосновных пород при высоких давлениях и температурах в лабораторных условиях. Исходя из этих соображений при построении гравитацион-

ной модели земной коры Кавказа в количественных расчетах плотность на поверхности Мохоровичича нами была принята равной  $3,3 \text{ г/см}^3$ .

В последнее время появились работы [Балавадзе, 1975; Винник и др., 1978 а, б], указавшие на существование неоднородности в верхней мантии под Кавказом. Так, на основе анализа данных остаточного гравитационного поля на высоте пересчета 150 км аномалии скорости распространения упругих волн в астеносфере и теплового поля на поверхности мантии под областями Тбилиси—Ереван и Апшеронского полуострова следует ожидать больших разуплотнений вещества в астеносфере.

Возможная величина дефицита плотности для остаточной аномалии 40 мГал при разуплотнении массы, аппроксимируемой цилиндром с высотой в 150 км и радиусом 500 км, под регионом Тбилиси—Ереван составляет  $0,008 \text{ г/см}^3$  [Балавадзе, 1975].

Исследования Винника свидетельствуют о возможности выделения низкоскоростной полосы верхней мантии западнее линии Пятигорск—Тбилиси по Транскавказскому поперечному поднятию, полосы преобладающих повышенных скоростей восточнее Тбилиси и наличии низкоскоростного мантийного блока в северо-восточной части Большого Кавказа.

Авторы работы [Винник и др., 1978а] нашли, что скорость наиболее повышена (до 2%) под обширной областью Тбилиси—Ереван и узкой полосой Апшерон—Махачкала с тенденцией распространения на Каспий. Интересно, что по местоположению эти области достаточно хорошо совпадают с центрами остаточных аномалий силы тяжести на высоте 150 км и максимальными значениями мантийной составляющей теплового потока.

Между рассмотренными двумя областями аномально пониженных скоростей расположена обширная область южного Азербайджана (и ее продолжение на север), характеризующаяся аномально повышенными значениями скоростей, относительным максимумом аномалии силы тяжести на той же высоте пересчета (совпадающей с Вандамо-Талышским поднятием) и минимальными значениями теплового потока на поверхности Мохоровичича. Подобное соответствие между этими геофизическими аномалиями наблюдается в области Дзирульского массива и его продолжения на северо-запад до Индоло-Кубанского прогиба.

Вполне обоснованным можно считать тот подход, который предлагает В.В. Гордиенко для истолкования различия в гравитационных эффектах мантии Земли разных районов, когда оценки плотностей мантии на разных глубинах под Кавказом выполнялись для постоянного ее состава, но для разных температур. Температуры  $T$  определялись по значению теплового потока методом, предложенным в работе [Гордиенко, 1980], который, конечно, не обеспечивает большой точности, а потому ошибки на больших глубинах (расчет ведется до 500 км) достигают не менее  $100\text{--}200^\circ\text{C}$ . Но здесь важна принципиальная сторона вопроса: в активных районах температуры верхов мантии резко повышены (до  $600^\circ\text{C}$  и более под границей Мохоровичича в Альпидях), глубже — понижены по сравнению с докембрийскими платформами. Наибольшая глубина такой переработки — под геосинклиналями, где перегрето и охлаждено соответственно по 250 км. С возрастом геосинклиналей контраст температур сглаживается, аномалии обоих знаков сокращаются по площади, интервалу глубин и интенсивности.

Подтверждение этой сложной схемы Гордиенко находит в сейсмологических работах, где сравниваются распределения скоростей в мантии активной Западной и платформенной Восточной Европы.

Исходя из изложенных выше соображений, по вычислениям аномалии для зон уплотнения и разуплотнения Гордиенко получил, что в среднем мантия под Кавказским регионом создает возмущение по сравнению с платформенной на 80 мГал (это относится и к прилегающим морям). Под межгорной зоной этот эффект занижен на 50 мГал (за исключением Аджаро-Триалети), под Малым Кавказом, наоборот, увеличен на 20—30 мГал. То же самое можно сказать и для районов Кавминводского и Ставропольского поднятия и, вероятно, для прилегающей части Турции. Ориентировочные площади распространения гравитермоэффектов показаны на рис. 23. Оставшиеся неучтенными из-за неполноты расчетов эффекты едва ли превысят в таком случае 20 мГал.

Результаты интерпретации с учетом этих значений мантийных составляющих  $\Delta g$  будут обсуждаться в последней главе работы, где рассмотрены вопросы особенностей строения земной коры Кавказа. Здесь же остановимся на эффектах возмущения теп-

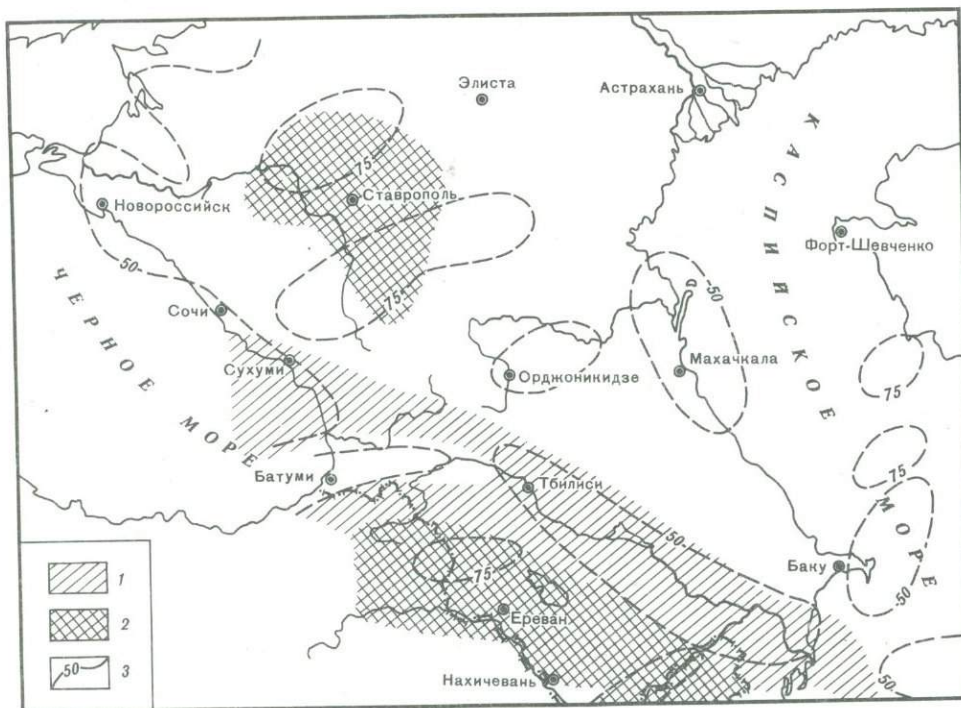


Рис. 23. Схема гравитермозэффектов на Кавказе  
1 — 50 мГал, 2 — 20–30 мГал, 3 — изолинии теплового поля (мВт/м)

лового потока при осадконакоплении, когда искажение зависит от продолжительности и скорости накопления осадков или от их мощности. Так, расчеты показали, что искажения теплового потока на поверхности не превышают 8–10%, если процесс накопления осадков длился 25 млн. лет при скорости 0,01 см/год, когда мощность отложившегося слоя достигает 2,5 км. Уменьшение потока на поверхности составляет 15–20% через 5 млн. лет при скорости накопления 0,05 см/год, а через 10, 15, 20 млн. лет — соответственно 20–30, 25–35 и 30–40%. И, наконец, искажение потока через 1, 5 и 10 млн. лет при скорости накопления осадков 0,1 см/год составляет соответственно 12–18, 25–35 и 35–40% [Кутас, 1978].

Исследование неоднородности верхней мантии представляет большой научный интерес, так как она определяет и различие почти всех физических свойств, в том числе скорости распространения сейсмических волн и плотности среды верхней мантии и поверхности Мохоровичича. На сегодняшний же день этот вопрос представляется дискуссионным.

На современном этапе можно в первом приближении для построения гравитационной трехмерной модели земной коры и верхней мантии допустить плотностную однородность на поверхности Мохоровичича под Кавказом и ее значение принять равным  $3,3 \text{ г/см}^3$ .

#### 1.4. ДАННЫЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В изучение строения земной коры Кавказа существенный вклад внесли исследования по комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических данных, проведенные разными авторами (см., например, [Балавадзе, 1957, 1975; Оганесян, 1958, 1966, 1972а, 1979; Татевосян, 1958; Абакелия, 1959, 1964, 1971; Балавадзе, Шенгелая, 1961, 1965, 1966; Авдулов, 1962, 1963; Шенгелая, 1962, 1963, 1968, 1978б; Брюсов, 1963; Гаджиев, 1965; Али-Заде, Цимельзон, 1966; Брюсов, Епифанов, 1970; Пустильников, Семенов, 1973; Попов, 1974; Балавадзе и др., 1979; Сироткина, 1979]).

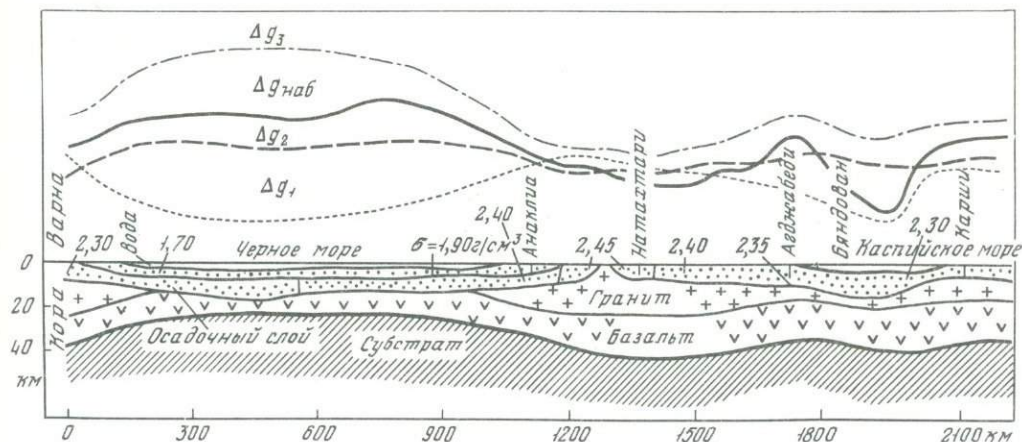
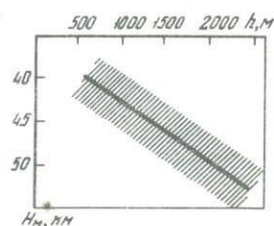


Рис. 24. Разрез земной коры по профилю Варна—Анаклиа—Агджабеди—Карши

Рис. 25. Корреляционная зависимость  $H_M$  от  $h$  для территории Центрального Кавказа

Заштрихованная область — разброс экспериментальных данных



Построены двухмерные разрезы, на основе чего составлены схемы изоглубин поверхностей основных слоев и мощности земной коры и составных ее слоев.

Примером комплексной количественной интерпретации гравиметрических и сейсмических данных может служить разрез земной коры по субширотному профилю Варна—Анаклиа—Агджабеди—Карши [Балавадзе, Твалтвадзе, 1960] (рис. 24), который является опорным для исследователей земной коры Кавказа.

Не вдаваясь в детальный анализ перечисленных работ, отметим, что все эти данные использованы как исходные предпосылки при построении трехмерной гравитационной модели земной коры Кавказа.

При построении трехмерной гравитационной модели земной коры Кавказа необходимо учитывать гравитационный эффект аномальных масс в радиусе до 250 км. В таком случае возникают затруднения расчета суммарного гравитационного эффекта в точках, граничащих с территорией Кавказа. Это приводит к необходимости составления прогностических схем залегания основных поверхностей раздела земной коры для северных районов территории Турции и Ирана. С этой целью нами установлена корреляционная зависимость между высотой рельефа  $h$  и глубиной залегания поверхности Мохоровичича  $H_M$  для хорошо изученной территории Центрального Кавказа (рис. 25).

Из условных уравнений

$$a + bh_i + ch_i^2 = H_i,$$

где  $i = 1, 2, \dots, 401$ , была составлена нормальная система уравнений относительно искомых коэффициентов  $a$ ,  $b$  и  $c$ . Эта система имеет вид

$$na + c_1b + c_2c = H'_1,$$

$$c_1a + c_2b + c_3c = H'_2,$$

$$c_2a + c_3b + c_4c = H'_3,$$

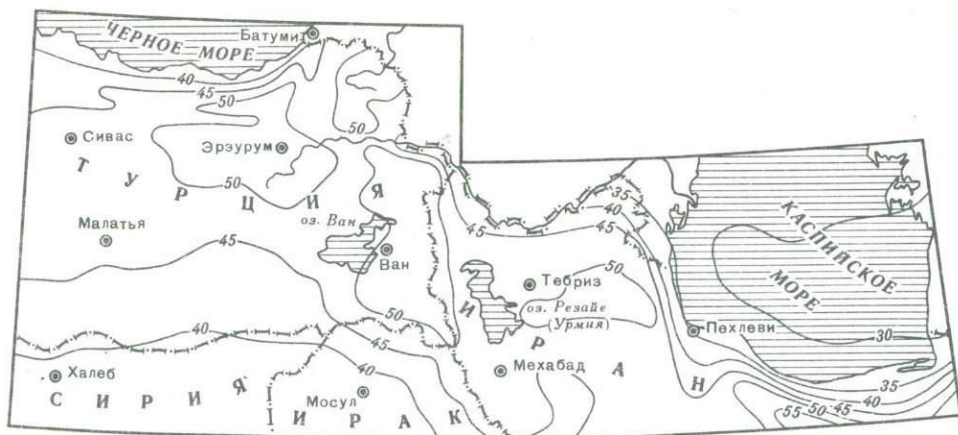


Рис. 26. Прогнозная схема рельефа поверхности Мохоровичича территории Восточной Турции и Северо-Западного Ирана  
Цифры у изолиний — глубина залегания поверхности в км

где  $n = 401$ ;

$$c_1 = \sum_{i=1}^n h_i; c_2 = \sum_{i=1}^n h_i^2; c_3 = \sum_{i=1}^n h_i^3; c_4 = \sum_{i=1}^n h_i^4;$$

$$H'_1 = \sum_{i=1}^n H_i; H'_2 = \sum_{i=1}^n H_i h_i; H'_3 = \sum_{i=1}^n H_i h_i^2.$$

Решение системы дает  $a = 37,0$ ,  $b = 7,1$ ,  $c = -0,3$ ;

$$H_i = 37 + 7,1h - 0,3h^2$$

( $h$  и  $H$  выражены в километрах).

На основе найденной нами корреляционной зависимости  $h$  от  $H$  составлена схема рельефа  $H_M$  для территории Восточной Турции и Северо-Западного Ирана (рис. 26). Следует отметить, что изолинии мощности земной коры на этой схеме довольно хорошо согласуются с мощностями земной коры, определенными по записям землетрясений Восточной Турции и Северного Ирана. Достоверность схемы рельефа поверхности  $H_M$  Восточной Турции и Северного Ирана в региональном плане проверена также по составленной нами для этой же территории прогнозной гравиметрической карте. Эта карта может иметь весьма важное значение для установления характерных особенностей строения земной коры единого Анатолийско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса.

Для прогнозирования плотности и мощности осадочного слоя пограничных регионов нами использованы геологические материалы [Geological map of Turkey, 1964; Штеклин, 1966; Эрептоз, 1967; Кетин, 1968; Brinkmann, 1976], позволившие в первом приближении определить искомые параметры.

Прогностические же глубины залегания поверхности Конрада найдены на основе сейсмических материалов анализа записей землетрясений, зарегистрированных на территории Турции и Ирана по методу Твалтвадзе [1960].

Наконец, необходимо отметить, что эти прогностические материалы послужили дополнением для построения трехмерной гравитационной модели земной коры Кавказа.

## Глава 2

### МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ ТРЕХМЕРНОЙ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При региональной геологической интерпретации гравиметрических данных аномалии, обусловленные глубинными зонами земной коры, связывают обычно с влиянием трех основных поверхностей раздела плотностей: между осадочным слоем и консолидированной корой, между гранитным и базальтовым слоями и между базальтовым слоем и верхней мантией Земли. В этом случае для количественной интерпретации гравиметрических данных методом подбора изучаемые аномальные массы, как правило, аппроксимируются набором элементарных тел. Следовательно, решение обратной задачи гравиметрии методом подбора сводится к решению прямой задачи для тел различных форм.

Если в случае двухмерных тел расчет гравитационного эффекта сравнительно прост, то для расчета эффекта от объемных (трехмерных) масс необходимо либо располагать специальными таблицами, либо использовать ЭВМ. Выбор аппроксимирующего тела зависит от решаемой задачи и удобства ведения расчетов.

Ниже излагается метод расчета гравитационного эффекта применительно к построению трехмерной гравитационной модели земной коры. При этом в качестве аппроксимирующего тела принимаются вертикальные кольцевые цилиндры, гравитационный эффект которых подсчитывается не на уровне моря, а в пункте наблюдения с учетом кривизны Земли.

Таким образом, с помощью предложенного метода можно вычислять гравитационный эффект как изолированных аномальных масс, так и многослойных геологических структур, слагающих земную кору.

#### 2.1. СУЩНОСТЬ МЕТОДА

Доказано [Мигаль, 1939; Люстих, 1947, 1957; Жонголович, 1949; Андреев, 1960; Картвелишвили, 1964; Зорин, 1971; Инструкция по гравиметрической разведке, 1975], что во всех случаях значение аномалии в редукции Буге или в местной топографической относится к той точке поверхности Земли, в которой произведено определение силы тяжести. Отнесение же аномалии к уровню геоида в принципе неправильно и принимается весьма условно.

В связи с этим, если редукция выполнена с реальной плотностью и с учетом влияния рельефа местности, можно считать, что влияние топографических масс исключено, и гравитационный эффект аномальных масс земной коры, лежащих ниже уровня моря (геоида), на суше должен подсчитываться в пункте наблюдения (рис. 27, а). На акваториях же морей и океанов гравитационный эффект аномальных масс земной коры, лежащих ниже дна водных бассейнов, должен подсчитываться на уровне моря (рис. 27, б).

В качестве аппроксимирующих тел аномальных масс, как это было сказано выше, нами принимаются вертикальные кольцевые цилиндры, позволяющие сравнительно просто рассчитывать их гравитационный эффект как обычным образом, так и на ЭВМ.

В процессе работы нами установлено, что для мощностей земной коры, встречающихся на Кавказе, необходимо и достаточно учитывать эффект аномальных масс в радиусе до 250 км. При этом необходим учет кривизны земной поверхности, так как вне радиуса 30 км эффект кривизны достигает значительной величины. Это обстоятельство со своей стороны вызывает замену эффекта бесконечного горизонтального слоя эффек-

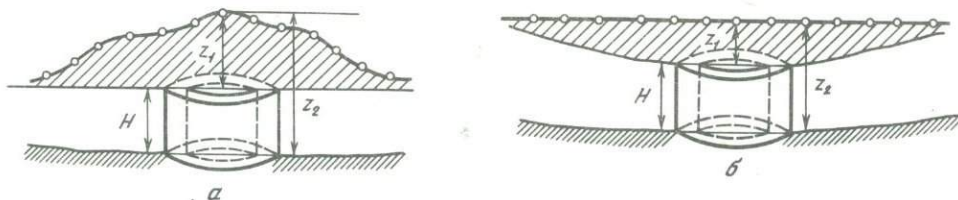


Рис. 27. Расположение аппроксимирующих вертикальных круговых цилиндров в случаях суши (а) и морских бассейнов (б)

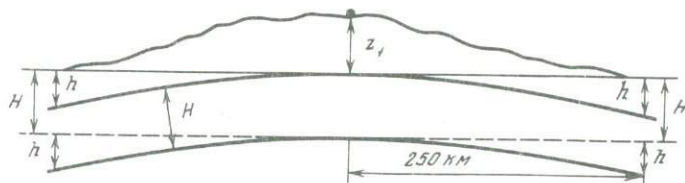


Рис. 28. Схема сферической калотты

том притяжения части сферического слоя (калотты). Такая замена приводит к тому, что вместо применения формулы притяжения горизонтального слоя, которое не зависит от высоты точки наблюдения над этим слоем, гравитационный эффект следует вычислять как эффект притяжения калотты, когда пункт наблюдения не лежит на ее поверхности (рис. 28). Вследствие отсутствия формулы расчета притяжения калотты, когда точка наблюдения не лежит на ее поверхности, оказалось необходимым рассчитать соответствующий гравитационный эффект как эффект притяжения вертикальных кольцевых цилиндров. Допускаемая при этом погрешность за счет непараллельности образующих цилиндров ничтожно мала, что подтверждается данными, приведенными в работе Менде [Mende, 1959]. Итак, гравитационный эффект калотты на высоте  $z$  может быть вычислен по формуле притяжения вертикального цилиндра с учетом кривизны поверхности Земли.

Для практических расчетов калотта аппроксимировалась восемью кольцевыми цилиндрами, внешние и внутренние радиусы и число секторов которых приведены в табл. 23.

Гравитационные эффекты отдельных секторов  $\delta g$  вертикальных круговых цилиндров вычислялись по известной формуле

$$\delta g = \frac{2\pi f \sigma}{n} (\sqrt{z_1^2 + R_1^2} - \sqrt{z_2^2 + R_2^2} + \sqrt{z_2^2 + R_1^2} - \sqrt{z_1^2 + R_2^2}),$$

где  $\sigma$  — эффективная плотность;  $z_1$  — абсолютная высота рельефа над уровнем моря (или глубина воды в акваториях морей и океанов);  $z_2 = z_1 + H$ , где  $H$  — высота цилиндра (для суши — от уровня моря до поверхности раздела плотности, для водных бассейнов — от дна до поверхности раздела).

Отклонение поверхности Земли от касательной плоскости вычислялось по формуле

$$h = (R_1 + R_2)^2 / 8R,$$

где  $R_1$  и  $R_2$  — внутренние и внешние радиусы цилиндров, а  $R$  — средний радиус Земли, равный 6371 км [Лукавченко, 1951]. Значение поправки на  $h$  особенно значительно за пределами радиуса 30 км. Вне этого радиуса вместо  $z_1$  и  $z_2$  соответственно принимаются  $z'_1 = z_1 + h$  и  $z'_2 = z_1 + H$  (см. рис. 28).

На основе подобного подхода к вычислению гравитационного эффекта калотты составлены специальные таблицы, позволяющие рассчитывать гравитационный эффект аномальных масс, слагающих земную кору [Шенгелая, 1978а]. Таблицы рассчитаны для случая, когда высота дневного рельефа (или глубина водных бассейнов) меняется от 0 до 10,8 км с шагом 200 м при избыточной плотности 1 г/см<sup>3</sup>. Значения  $R_1$ ,  $R_2$  и  $n$  взяты из табл. 23.

Параметры аппроксимирующих цилиндров

Номер зоны	$R_1$ , км	$R_2$ , км	Число секторов	Номер зоны	$R_1$ , км	$R_2$ , км	Число секторов
I	0	5	1	V	60	100	16
II	5	15	4	VI	100	150	16
III	15	30	8	VII	150	200	16
IV	30	60	16	VIII	200	250	16

На основании анализа табличных данных следует, что гравитационный эффект возрастает с увеличением мощности аномальных масс. Сравнение гравитационных эффектов, вычисленных на высотах  $z_1 = 0$ ; 1; 2 км (табл. 24), показывает, что на высоте  $z_1 = 2$  км гравитационный эффект слоя мощностью  $H = 5$  км с радиусом 250 км по сравнению с таковым на высоте  $z_1 = 0$  уменьшается лишь на 0,47 мГал. Так же мала разность для этих высот при мощностях слоев 17,5 км (4,89 мГал) и 35 км (11,33 мГал). Однако, что очень важно, для высот  $z_1 = 0$  и  $z_2 = 2$  км разности эффектов существенно отличаются для первой зоны и достигают 48,03; 64,77 и 66,88 мГал для  $H = 5$ ; 17,5 и 35 км соответственно (табл. 24). Табл. 24 иллюстрирует, как меняется по зонам гравитационный эффект различных по мощностям калотт на разных высотах.

Следует отметить, что гравитационный эффект слоя  $H = 5$  км зон I—VIII на высоте  $z_1 = 2$  км больше, чем на уровне  $z_1 = 0$ . Также больше на этой высоте гравитационный эффект слоя  $H = 17,5$  км. Что же касается слоя мощностью 35 км, возрастание его эффекта по сравнению с эффектом на высоте  $z_1 = 0$  замечается начиная с III зоны.

По значениям, приведенным в табл. 25, легко можно оценить погрешности за счет замены эффекта калотты эффектом бесконечного плоскопараллельного слоя. В графах табл. 25 приводятся гравитационные эффекты калотт радиусом 250 км на различных высотах. В таблице даны также значения гравитационных эффектов плоскопараллельных слоев радиусом 250 км и бесконечных плоскопараллельных слоев.

Сравнивая величины, убеждаемся, что значения гравитационных эффектов калотт для всех значений  $H$ , представленных в таблице, значительно выше гравитационных эффектов для 250-километровых плоских конечных слоев. Что же касается бесконечных горизонтальных слоев, то их гравитационные эффекты также отличаются от значений гравитационных эффектов калотт. Для  $H = 5$  и 17,5 км эта разница мала, но по мере увеличения мощности эффекты бесконечных горизонтальных слоев намного превосходят эффекты калотт с радиусом 250 км.

Таким образом, ясно, что при геологической интерпретации гравитационных данных аппроксимация аномальных масс бесконечным горизонтальным слоем приводит к определенным ошибкам. Гораздо точнее выглядит аппроксимация калоттой. На это обстоятельство справедливо указывал Сорокин [1953] при редукции наблюдаемых значений силы тяжести. Позднее в работе [Mende, 1959] были проанализированы гравитационные эффекты бесконечного горизонтального слоя, сферического слоя и сферического сегмента при поправке Буге.

Таким образом, при вычислении гравитационного эффекта аномальных масс слоев земной коры необходимо принимать во внимание абсолютную высоту и кривизну Земли в пункте вычисления.

Нередко бывают случаи, когда гравитационные эффекты одного и того же разреза или модели земной коры подсчитываются разными авторами в зависимости от выбора уровня отсчета. Однако при вычислении гравитационного эффекта глубоко лежащих слоев земной коры должны приниматься во внимание так называемые условные нормальные мощности. В первую очередь это касается установления нормального уровня, по отношению к которому будет подсчитан гравитационный эффект аномальных масс. Таким образом, вычисления будут привязаны к определенному уровню.

При построении гравитационных моделей отдельных районов территории Советского Союза необходим общий нормальный уровень подсчета гравитационного эффекта

Гравитационный эффект (мГал) аномальных масс разной мощности для разных высот  $z_1$ 

$H, \text{ км}$	$z_1, \text{ км}$			
	0	1	2	4
Зона I (0–5 км)				
1	37,76	29,92	23,23	13,92
2	67,68	53,14	41,16	24,85
5	122,75	95,92	74,72	46,41
10	160,08	126,40	99,96	64,42
17,5	180,20	143,97	115,43	76,67
20	183,75	147,18	118,36	79,12
35	194,65	157,30	127,77	87,33
Зона II (5–15 км)				
1	2,76	7,64	11,80	15,96
2	10,56	19,64	26,24	32,52
5	52,80	66,60	75,32	80,64
10	132,12	143,16	148,28	145,36
17,5	215,88	221,32	221,12	208,68
20	235,36	239,48	238,12	223,56
35	304,96	305,08	300,04	278,92
Зона III (15–30 км)				
1	0,72	2,08	3,44	5,84
2	2,80	5,52	8,08	12,72
5	16,64	22,80	28,56	38,24
10	58,88	68,40	76,80	90,24
17,5	139,04	148,96	157,36	169,68
20	165,28	174,80	182,64	193,84
35	292,56	298,48	302,80	306,88
Зона IV (30–60 км)				
1	0,64	1,44	2,24	3,68
2	1,92	3,36	4,80	7,68
5	9,76	13,28	16,64	23,04
10	35,36	41,76	47,84	59,20
17,5	96,48	105,6	114,40	130,24
20	120,96	130,56	139,84	156,48
35	281,44	291,68	301,12	317,60
Зона V (60–100 км)				
1	0,48	0,96	1,44	2,24
2	1,28	1,92	2,56	4,00
5	4,96	6,56	8,00	11,04
10	16,64	19,36	22,24	27,68
17,5	45,76	50,24	54,72	63,36
20	58,08	63,20	68,16	77,76
35	154,56	161,64	168,64	181,92
Зона VI (100–150 км)				
1	0,80	0,96	1,28	1,92
2	1,28	1,76	2,24	3,04
5	3,84	4,64	5,44	7,20
10	10,56	12,16	13,76	16,80
17,5	27,20	29,60	32,16	37,96
20	34,24	36,96	38,84	45,28
35	91,20	95,52	99,84	108,32
Зона VII (150–200 км)				
1	0,96	1,28	1,44	1,92
2	1,44	1,76	2,08	2,56
5	3,20	3,68	4,16	5,12
10	7,36	8,32	9,12	10,68
17,5	16,96	18,24	19,68	22,24

Таблица 24 (окончание)

$H, \text{ км}$	$z_1, \text{ км}$			
	0	1	2	4
20	20,96	22,40	24,00	26,88
35	52,96	55,36	57,76	62,40
Зона VIII (200–250 км)				
1	1,28	1,60	1,76	2,24
2	1,76	1,92	2,24	2,72
5	3,20	3,52	3,84	4,64
10	6,40	7,04	7,52	8,64
17,5	13,12	13,12	14,88	16,64
20	15,84	16,80	17,76	19,68
35	37,28	38,72	40,32	43,36

Таблица 25

Гравитационные эффекты калотт радиусом 250 км, а также разного типа слоев на разных высотах, мГал

$H, \text{ км}$	$z_1, \text{ км}$				Плоскопараллельный слой	Бесконечный плоскопараллельный слой
	0	1	2	4		
5	217,2	217,2	216,7	216,1	207,0	209,44
17,5	734,6	731,8	729,5	724,5	701,38	733,03
35	1409,6	1403,9	1398,3	1386,7	1339,85	1466,06
50	1943,9	1935,1	1927,1	1910,1	1838,1	2094,38

слоев земной коры и верхней мантии, без которого невозможны их обобщение в целую модель и последующий анализ.

После выбора нормальных уровней поверхностей раздела в "нормальной" земной коре целесообразно подсчитывать эффекты не полностью гранитного и базальтового слоев, а лишь той части аномальных масс, которая расположена между реальными и нормальными поверхностями раздела. Только такой подход обуславливает получение правильного значения гравитационного эффекта и исходя из этого — создание реальной гравитационной модели земной коры. Этот вопрос имеет первостепенное значение при геологической интерпретации аномалии силы тяжести.

Значения нормальных мощностей слоев земной коры впервые были установлены и введены Балавадзе [1957, 1971]. Его метод дает возможность вычисления аномального гравитационного эффекта этих слоев для двухмерного случая. Для территории Кавказа за гомогенную нормальную земную кору Балавадзе принял кору мощностью в 40 км со средней плотностью  $2,65 \text{ г/см}^3$ . По его модели нормальная поверхность раздела между мантией и земной корой располагается на глубине 40 км. Позднее с учетом новых геолого-геофизических данных мощность нормальной земной коры была принята Балавадзе 35 км, а нормальная поверхность раздела между гранитным и базальтовым слоями расположена на глубине 17,5 км (рис. 29, а). Предполагается, что всякое отклонение от такой модели основных поверхностей раздела реальной земной коры вызывает соответствующую аномалию.

В двухмерном случае расчетная формула Балавадзе имеет следующий вид:

$$\Delta g = \sum (\sigma_i - \sigma_0) a_i + (\sigma_0 - \sigma') b + (\sigma' - \sigma'') c + 2\pi f (\sigma' - \sigma_0) (H_2 - H_1),$$

где коэффициенты  $a_i, b, c$  обозначают количество точек равного действия, отсчитанных

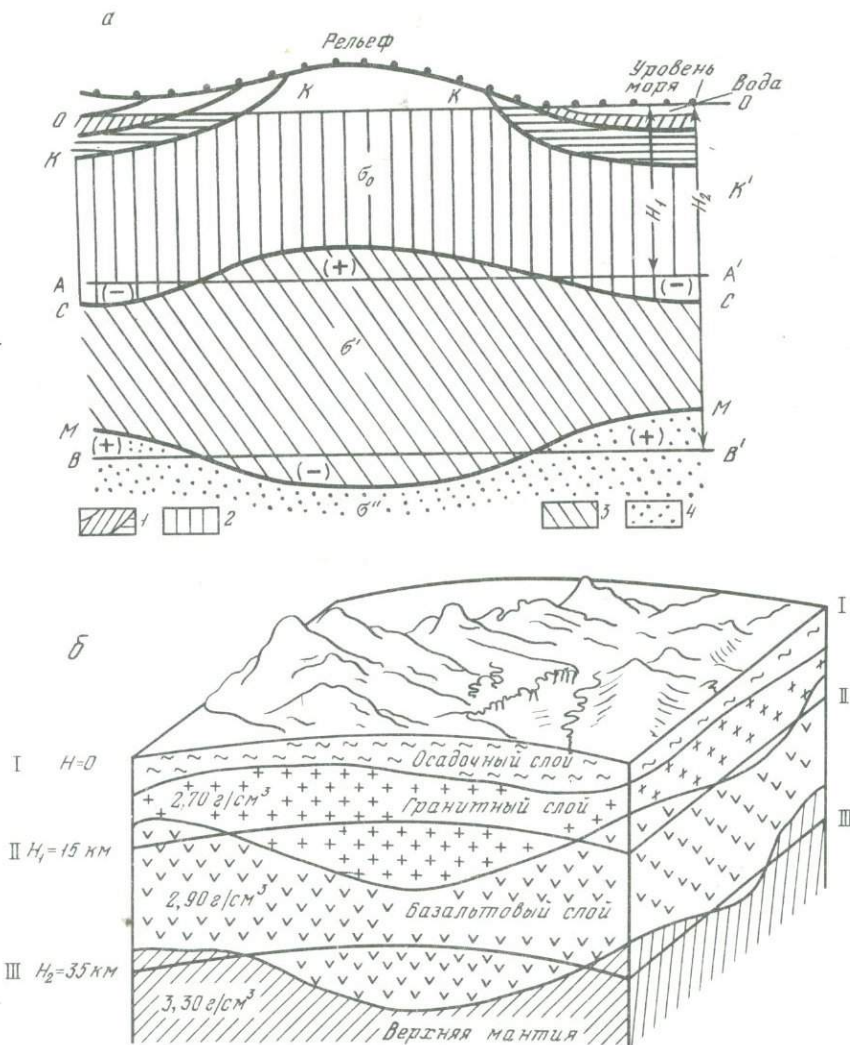


Рис. 29. Двухмерная (а) и трехмерная (б) модели нормальной земной коры

а: 1 — осадочный комплекс, 2 — гранитный слой, 3 — базальтовый слой, 4 — подкорковое вещество;  $\sigma_0$  — средняя плотность коры,  $\sigma'$ ,  $\sigma''$  — плотности базальтового слоя и подкоркового вещества соответственно, AA', BB' — нормальные поверхности базальтового слоя и Мохоровичича, К-К' — поверхность кристаллического фундамента

по двухмерной палетке от двухмерных аномальных масс;  $\sigma_i, \sigma_0, \sigma'$  и  $\sigma''$  — плотности осадочного, гранитного, базальтового и подкоркового слоев соответственно.

Предложенные Балавадзе нормальные уровни консолидированной коры нами использованы для построения трехмерной гравитационной модели земной коры, при этом за нормальную мощность земной коры принято значение 35 км, за средние плотности для гранитного и базальтового слоев приняты соответственно 2,7 и 2,9 г/см<sup>3</sup>, за среднюю плотность подкоркового слоя нами взято значение 3,3 г/см<sup>3</sup> (рис. 29, б).

Вычисление гравитационного эффекта аномальных масс земной коры проводится на основе данных эффективных плотностей на поверхностях раздела и глубин залегания этих поверхностей. Обычно такими главными поверхностями приняты поверхности кристаллического фундамента, Конрада и Мохоровичича, являющиеся нижними основаниями аппроксимирующих вертикальных кольцевых цилиндров. Выявлены и другие поверхности как в осадочном слое, так и в консолидированной коре.

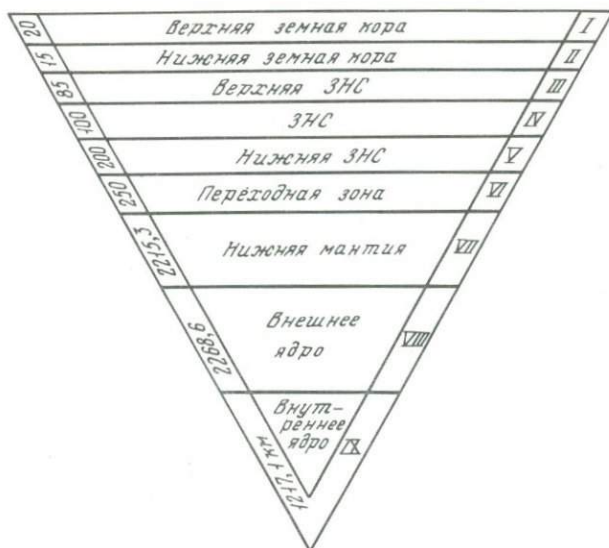


Рис. 30. Плотностная модель Земли с континентальным типом коры и мантии

Исходные схемы латерального распределения глубин этих поверхностей в первом приближении составляются на основе других геолого-геофизических данных. При заданных значениях мощности  $H$  и эффективной плотности  $\sigma$  аномальных масс в осадочном слое и у основания гранитного и базальтового слоев по предложенным таблицам легко можно подсчитать аномальный гравитационный эффект этих слоев.

Несмотря на то что предложенные таблицы очень удобны для оперативного вычисления прямого гравитационного эффекта трехмерной модели земной коры, тем не менее при массовых вычислениях крайне важна автоматизация этого процесса. Составлена универсальная стандартная программа для ЭВМ БЭСМ-6, предусматривающая вычисление гравитационного эффекта как для отдельных поверхностей раздела, так и для всей трехмерной гравитационной модели земной коры в целом по значениям  $z_1$ ,  $H$  и  $\sigma$  в узлах квадратной сетки [Шенгелая, 19786]. Программа предусматривает аппроксимацию аномальных масс земной коры вертикальными кольцевыми цилиндрами, а также интерполяцию значений данных первичного материала в узлах квадратичной матрицы.

Во всех последующих практических расчетах вычисления проводились как с помощью таблиц, так и на ЭВМ.

Если вычисленные значения в пределах точности совпадали с наблюдаемым значением аномалии силы тяжести, то считалось, что гравитационная модель земной коры построена достоверно и правильно отображает распределение аномальных масс в земной коре. Если же значения не совпадали, то модель уточнялась дополнительными данными до тех пор, пока не было достигнуто совпадение в пределах допускаемой точности. Операция подбора дает хорошие результаты только при учете всех имеющихся геолого-геофизических материалов и высокой квалификации интерпретатора. Механический подход к этому вопросу, как на это справедливо указывают и другие авторы, в ряде случаев может привести к абсурдным выводам.

В последние годы в Институте геофизики АН ГССР намечилось новое направление в геолого-геофизической интерпретации гравиметрических данных с целью изучения строения земной коры и верхней мантии [Алексидзе, Картвелишвили, 1975].

Особенностью этого направления является придание геолого-геофизического смысла понятию нормальной формулы силы тяжести, лежащей в основе вычисления аномалии силы тяжести. С этой целью построены планетарная плотностная модель Земли (ПМЗ) и соответствующее ей нормальное гравитационное поле. Подобный подход к вопросу интерпретации гравиметрических данных позволяет (аналогично рассмотренному выше подходу) иметь абсолютный уровень отсчета для избыточных плотностей и дает

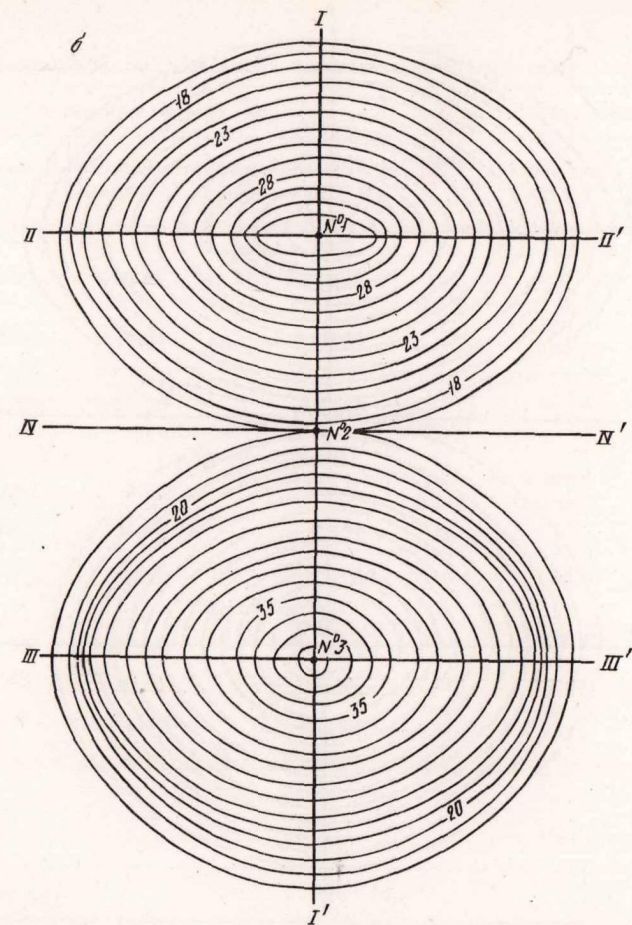
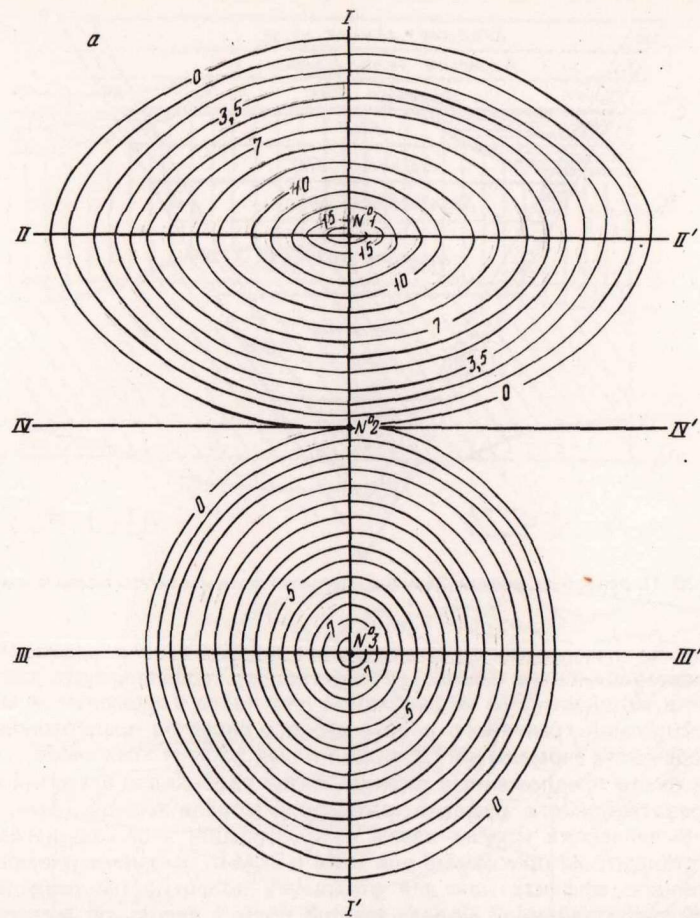


Рис. 31. Схемы мощности осадочного слоя (а), глубин залегания поверхностей Конрада (б) и Моховичича (в) для третьего варианта строения земной коры

Цифры у линий — значения мощности и глубин в км, I-I'-IV-IV' — профили расчета, № 1-3 — пункты расчета

возможность простой и удобной стыковки результатов интерпретации по различным регионам.

В качестве планетарной плотностной модели Земли Картвелишвили [1982] предлагает эллипсоидальную плотностную модель Земли с континентальным типом коры и мантии (ПМЗ-К), гравитационное поле которой с точностью 15 мГал совпадает с нормальным полем, вычисленным по формуле Гельмерта. В этой модели выделено девять плотностных зон, первые две из которых составляют земную кору. Причем в зонах земной коры плотности постоянные, а в последующих — градиентные (рис. 30).

Верхняя земная кора мощностью 20 км имеет плотность  $2,72 \text{ г/см}^3$ , а нижняя земная кора имеет мощность 15 км и плотность  $2,92 \text{ г/см}^3$ . Следующая за нижней земной корой верхняя ЗНС — верхняя зона низких скоростей (верхняя часть верхней мантии) имеет мощность 85 км и среднюю плотность  $3,3454 \text{ г/см}^3$ .

Нормальная земная кора, используемая нами при построении трехмерной гравитационной модели Кавказа, имеет мощность 35 км и среднюю плотность  $2,70 \text{ г/см}^3$ .

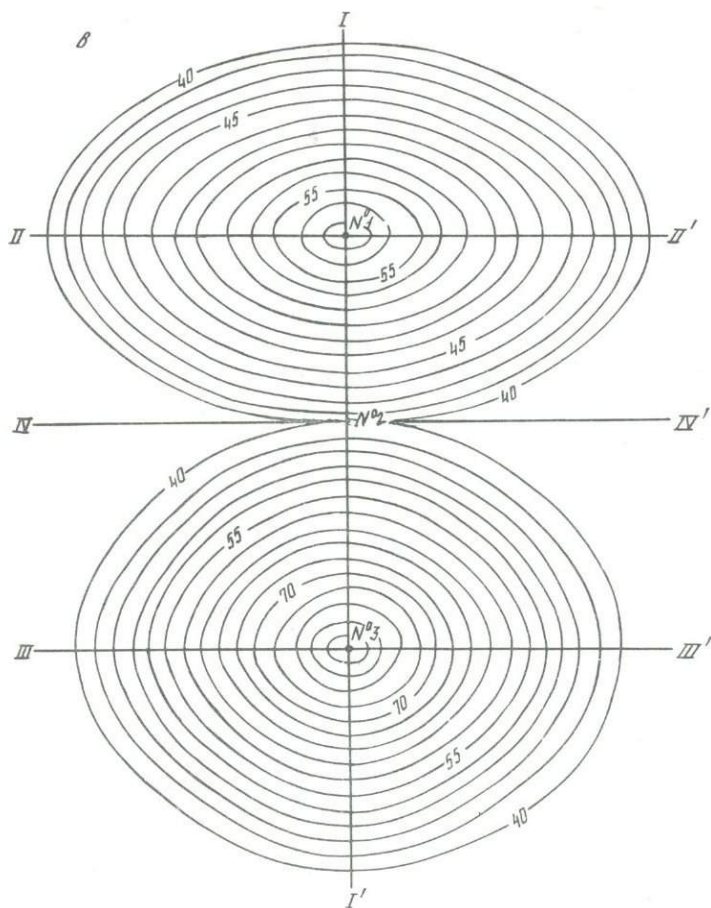
Мы пытались построить гравитационную модель земной коры на основе ПМЗ-К. С этой целью выбрали известный профиль Черное море—Каспийское море (см. рис. 24), по которому разрез земной коры наиболее достоверно изучен комплексными геофизическими методами. Суммарные гравитационные эффекты вдоль этого профиля, вычисленные на основе нормальной коры ПМЗ-К и нормальных уровней по Балавадзе,

при учете кривизны Земли отличаются друг от друга на 115 мГал. Причем по всему профилю гравитационный эффект, вычисленный на основе ПМЗ-К, на 115 мГал меньше, чем эффект, вычисленный по принятой нами нормальной модели коры. Если принять, что геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Черное море—Каспийское море достоверен, то это приведет нас к выводу о необходимости введения уточнения в плотностную модель ПМЗ-К. Так как авторы модели ПМЗ-К слоям земной коры приписывают постоянные плотности, то уточнение следует вносить в значения плотностей в 115 мГал достаточно в верхней зоне низких скоростей в ПМЗ-К мощностью 85 км увеличить плотность на  $0,0145 \text{ г/см}^3$ , т.е. вместо средней плотности верхней мантии  $3,3454$  взять значение  $3,3599 \text{ г/см}^3$ .

## 2.2. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЭФФЕКТЫ В ДВУХ- И ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При исследовании аномальных масс осадочного, гранитного и базальтового слоев земной коры необходимо либо установить наличие возможности считать эти массы двухмерными, либо вычислять гравитационный эффект от трехмерных аномальных масс.

В связи с этим ниже дана оценка погрешности вычисления аномального значения силы тяжести в случае трехмерного представления модели земной коры в сравнении с двухмерным представлением для нескольких вариантов ее строения [Шенгелая, 1976].



Р и с. 31 (окончание)

Для вычисления гравитационного эффекта двумерных аномальных масс использовалась палетка Юнга, а для трехмерных — вышеописанный метод построения трехмерной гравитационной модели земной коры [Шенгеля, 19786].

Были взяты три варианта строения земной коры. Первый отвечает строению, наблюдаемому в орогенных участках, второй вариант отвечает примерно океаническому, с переходом к континентальному строению земной коры, а третий (рис. 31) представляет собой участок, где наблюдаются максимальные мощности коры. Численные расчеты всех трех вариантов сведены в табл. 26. Схемы мощности осадочного слоя, глубин залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича, расчетные профили и пункты вычисления для этих вариантов детально рассмотрены в работе [Шенгеля, 1976].

Анализ данных табл. 26 показывает, что в модели двумерного представления земной коры в сравнении с трехмерным представлением допускается ошибка от 0,41 до 189,14 мГал. Минимальная ошибка получается для пункта 2 второго варианта.

В третьем варианте расчета (см. рис. 31) не учитывается воздымание поверхностей Мохоровичича, Конрада и гранитного слоя по профилю III—III', из-за чего прямой гравитационный эффект двумерных аномальных масс здесь достигает минимального значения — 418,0 мГал, а разность эффектов трех- и двумерных моделей — 189,14 мГал. Аналогичная картина наблюдается и в других вариантах.

Таким образом, выполненный анализ показывает, что при интерпретации гравитационных данных необходимо пользоваться трехмерной моделью земной коры, особенно для такой орогенной области, каковой является территория Кавказа.

Гравитационные эффекты слоев в трех- и двухмерной моделях земной коры, мГал

Пункт вычисления	Трехмерный эффект $\Delta g_T$			Профиль	Двухмерный эффект $\Delta g_D$	
	осадочного слоя	поверхности Конрада	поверхности Мохоровичича		осадочного слоя	поверхности Конрада
Первый вариант						
1	-2,99	-76,48	-171,09	I-I'	0	-87,0
				II-II'	0	-104,75
2	-74,86	-19,69	-83,44	I-I	-58,0	-17,5
				IV-IV'	-59,50	0
3	-14,33	-59,20	-136,09	III-III'	-11,75	-81,25
				I-I'	-13,0	-65,0
				III-III'	-11,75	-81,25
Второй вариант						
1	-199,61	8,37	194,1	I-I'	-120,0	14,5
				II-II'	-136,25	17,0
2	-2,27	-6,23	24,46	I-I'	-14,0	-5,25
				I-I'	-72,5	-42,50
3	-57,82	-50,69	-38,89	III-III'	-79,00	-57,50
Третий вариант						
1	-125,95	-95,98	-134,04	I-I'	-137,75	-103,0
				II-II'	-142,0	-127,5
2	-2,46	-30,18	-83,32	I-I'	-2,5	-29,5
				I-I'	-81,25	-161,75
3	-73,06	-141,50	-271,80	III-III'	80,0*	177,50

Таблица 26 (окончание)

Пункт вычисления	Двухмерный эффект $\Delta g_D$		$\Delta g_T - \Delta g_D$			$\Sigma (\Delta g_T - \Delta g_D)$
	поверхности Мохоровичича	осадочного слоя	поверхности Конрада	поверхности Мохоровичича		
Первый вариант						
1	-212,8	-2,99	10,52	41,71	49,24	
	-282,0	-2,99	28,27	110,91	136,19	
2	-95,2	-16,86	-2,19	11,76	-7,29	
	0	-15,36	-19,69	-83,44	-118,49	
3	-218,4	-2,58	22,05	82,31	101,78	
	-164,9	-1,33	5,8	28,81	33,28	
	-218,4	-2,58	22,05	82,31	101,78	
Второй вариант						
1	149,6	10,39	-6,13	44,50	48,76	
2	206,4	26,64	-8,63	-12,3	5,71	
	34,8	11,73	-0,98	-10,34	0,41	
3	-37,6	14,68	-8,19	-1,29	5,20	
	-49,2	21,18	6,81	10,31	38,30	
Третий вариант						
1	-168,0	11,80	7,02	33,96	52,78	
	-210,0	16,05	31,52	75,96	123,53	
2	-132,0	0,4	59,68	48,68	108,40	
	-376,0	8,19	20,25	104,20	132,64	
3	-418,0	6,94	36,00	146,20	189,14	

## ГЛАВА 3

### ТРЕХМЕРНАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАВКАЗА

#### 3.1. РЕЗУЛЬТАТЫ ПОСТРОЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С помощью изложенного во второй главе метода построения трехмерной гравитационной модели земной коры с учетом имеющихся геолого-геофизических предположений, приведенных в первой главе, были составлены гравитационные модели основных поверхностей раздела земной коры на Кавказе.

При решении поставленной задачи методом подбора был опробован ряд моделей до получения наиболее вероятной модели основных поверхностей раздела земной коры, когда сумма их гравитационных эффектов в пределах допускаемой точности совпала с наблюдаемым значением аномалии силы тяжести в местной топографической редукции. На рис. 32, 33 приводятся схемы поверхностей консолидированной коры, Конрада и Мохоровичича.

Схема поверхности консолидированной коры на Кавказе составлена по имеющимся данным материалов глубокого бурения, геологических и геофизических исследований. При подборе гравитационной модели земной коры эта поверхность, будучи наиболее изученной, была принята как маркирующая и, за некоторыми исключениями, изменения в нее не вносились.

Схему глубин залегания поверхности консолидированной коры часто называют схемой мощности осадочного слоя. С этим мы можем согласиться только в том случае, если под термином "осадочный" слой будут подразумеваться не породы чисто осадочного происхождения, а весь комплекс осадочных, слабометаморфических, магматических и вулканогенных образований, который покрывает поверхность консолидированной коры. Поэтому в нашем изложении термин "осадочный" употребляется условно.

Наряду с названием осадочного слоя мы считаем нужным уточнить понятие его мощности. В геологическом смысле при сохранности первичного вида седиментации осадочного комплекса (платформы, консолидированные межгорные депрессии) под понятием мощности подразумевают суммарную нормальную мощность отдельных составных слоев. В таких случаях геологическая и геофизическая оценки мощности осадочного комплекса совпадают. Геологический подход к оценке мощности осадочного слоя в орогенных районах, где имеет место интенсивная складчатость, остается в силе. Что же касается геофизической оценки, то в этом случае под мощностью осадочного слоя подразумевается вертикальное расстояние от дневной поверхности (или от уровня моря) до поверхности консолидированной коры. Поэтому ниже при упоминании мощности осадочного комплекса везде подразумевается ее геофизическая оценка.

Из рассмотрения схемы рельефа консолидированной коры Кавказа (см. рис. 32) следует, что мощность осадочного слоя меняется в пределах от нуля до 20 км ниже уровня моря.

Максимальное значение погружения консолидированной коры (15–20 км) на исследуемой территории отмечается в восточной части Куринской депрессии и юго-западной части Каспийского моря.

Осадочный слой мощностью 10–13 км наблюдается в районах Сальяны, Южной Кахети, Махачкалы, Орджоникидзе, Краснодара и в центральных частях Черного и Каспийского морей.

Поверхность кристаллического фундамента на глубинах 5–10 км залегает в Кас-

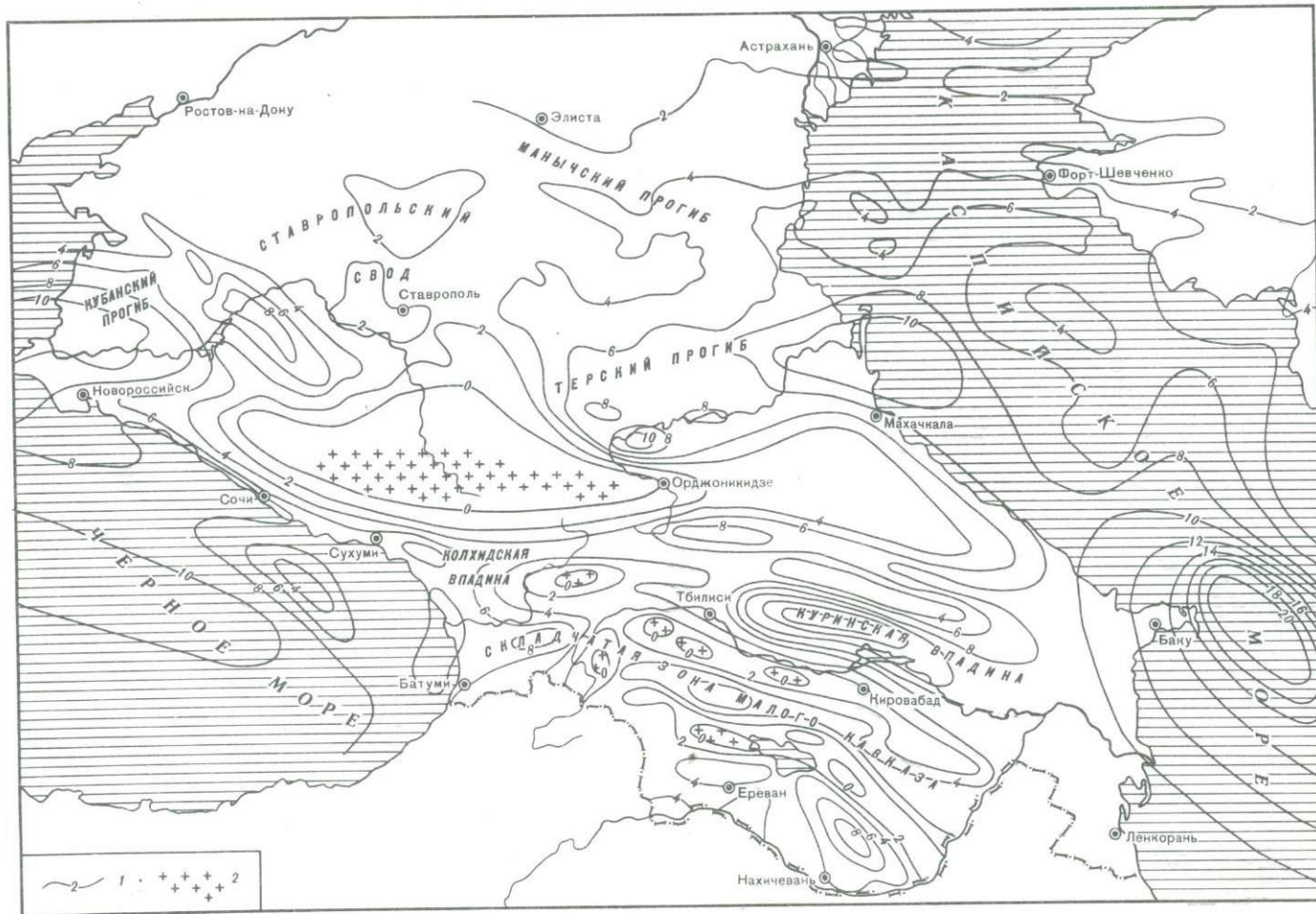
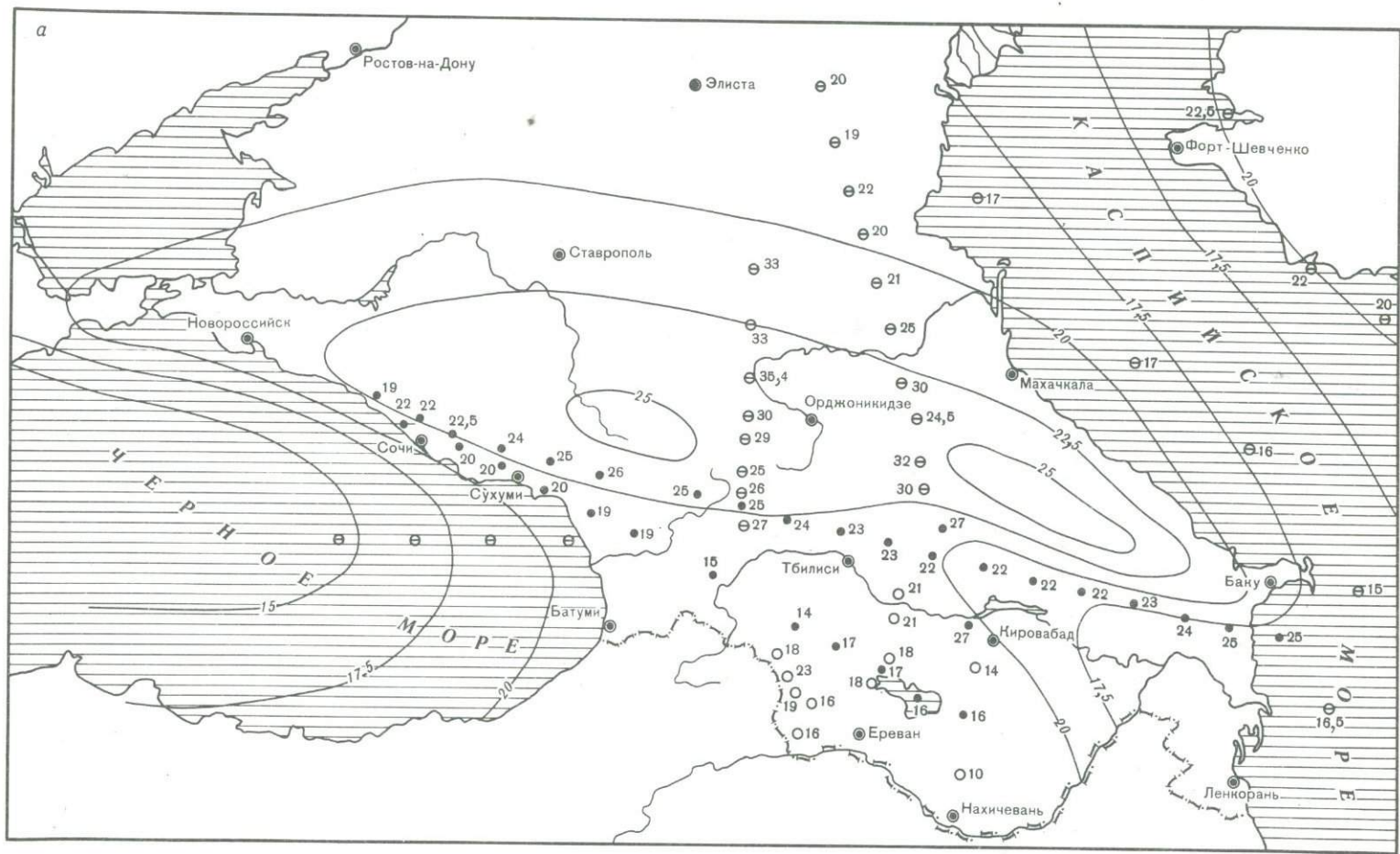


Рис. 32. Схема рельефа поверхности консолидированной коры Кавказа  
 1 — изолинии залегания поверхности консолидированной коры, км (по гравиметрическим расчетам), 2 — участки обнажения консолидированной коры



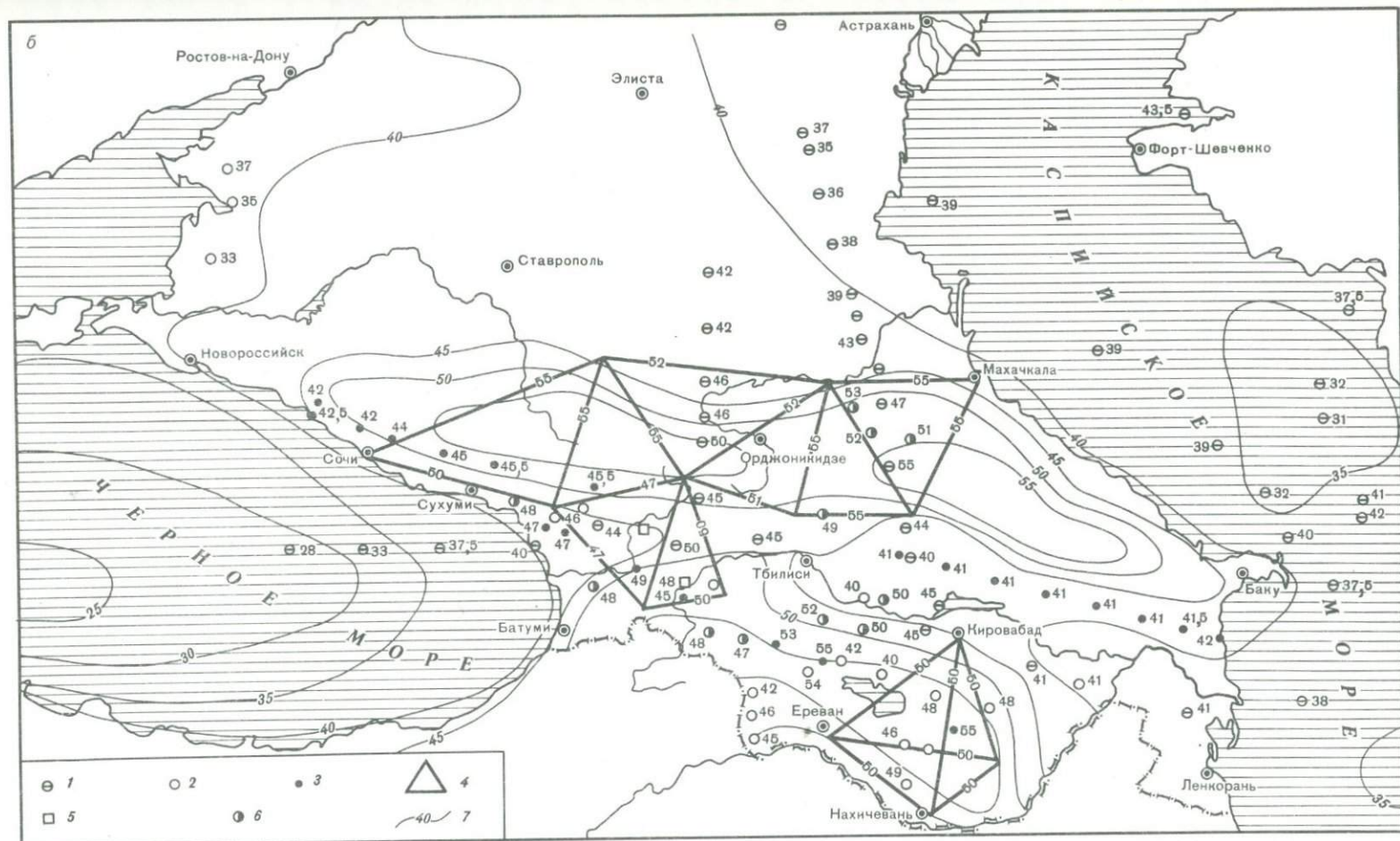


Рис. 33. Схемы поверхностей Конрада (а) и Мохоровичича (б) на Кавказе

Отметки глубин поверхности (в км) по данным: 1 — ГСЗ, 2 — аппаратуры "Земля", 3 — сейсмического профилирования, 4 — фазовых скоростей поверхностных волн, 5 — мощных взрывов, 6 — землетрясений; 7 — изолинии залегания поверхности Мохоровичича, км (по гравиметрическим расчетам)

пийском и Черном морях. В пределах суши на таких глубинах эта поверхность располагается в районе Грозного, в Кубанской депрессии, вдоль северо-восточного побережья Черного моря, в зоне известковистого Дагестана, вдоль южного склона Большого Кавказа, в Колхидской низменности, Аджаро-Триалетской складчатой системе, Куринской депрессии и районах Кировабада и Ленинкана.

Большую часть рассматриваемой территории занимает осадочный слой мощностью до 5 км.

Следует отметить, что изолинии мощностей осадочного слоя имеют очень сложную конфигурацию. В пределах межгорной депрессии Закавказья можно выделить изолинии в основном широтного и субширотного направлений. В остальных частях исследуемой территории они вырисовываются в различных направлениях.

Консолидированная кора на территории Кавказа обнажается в Центральной части Большого Кавказа, на Дзирульском, Храмском, Локи-Карабахском, Апаран-Арзаканском массивах.

В соответствии со схематической картой поверхности Конрада (см. рис. 33, а) вдоль оси складчатой зоны Большого Кавказа наблюдается общее региональное погружение от Керчи до Баку, причем это погружение осложнено двумя прогибами в районах Эльбрус и Шахдаг. Прогиб оконтурен изолинией глубин 22,5 км, которая по сравнению с южным крылом более полого воздымается в северном направлении.

Складчатая зона Малого Кавказа также выделена изоглубиной 22 км. Локальные прогибы погружений Большого и Малого Кавказа имеют максимальные глубины до 25 км. В межгорной депрессии поверхность Конрада имеет седловидную форму. В западной части седловины изолинии со значениями глубин 15–20 км обрамляют берег Черного моря, а в юго-восточном направлении поверхность Конрада также воздымается до 17 км. Изоглубина с этим же значением, огибая Апшеронский полуостров, прослеживается вдоль главной оси Каспийского моря в северо-западном направлении.

Схематическая карта поверхности Мохоровичича (см. рис. 33, б) характеризуется следующими особенностями. Наиболее погруженные части этой поверхности приурочиваются к складчатым зонам Большого Кавказа. В зонах же Предкавказской части Скифской платформы и межгорной депрессии Закавказья она приподнята. В пределах Предкавказья поверхность Мохоровичича незначительно погружается с севера (35–40 км) на юг (45 км) до условной линии Майкоп–Пятигорск–Грозный–Махачкала. Далее она испытывает резкое погружение до осевой линии складчатой зоны Большого Кавказа (55 км). Вслед за этим поверхность Мохоровичича вновь воздымается до 45–50 км, обрамляя с севера Закавказский срединный массив.

В пределах складчатой зоны Большого Кавказа на фоне общего погружения поверхности Мохоровичича, оконтуренной изоглубиной 50 км, выделяются два прогиба общекавказского направления: один из них приурочивается к зоне Центральной части, а другой — к зоне восточного прогиба до глубин порядка 55 км. Относительное поднятие поверхности Мохоровичича в этой зоне отмечается в районе восточнее горы Казбек (50 км).

Под закавказским пологоскладчатым срединным массивом изолинии поверхности Мохоровичича характеризуются сложной конфигурацией. От Дзирульского массива (47–49 км) происходит воздымание в сторону Черного (25 км) и Каспийского (35 км) морей. Колхидская зона Грузинской глыбы окаймлена изолиниями мощности земной коры 40–45 км. Этими же изолиниями характеризуется восточная часть Куринской депрессии. Следует отметить, что Куринская депрессия вообще отмечается более пологим строением по поверхности Мохоровичича, в бассейне же Черного моря наблюдается ее интенсивное воздымание.

Погруженная часть поверхности Мохоровичича в складчатой зоне Малого Кавказа располагается в пределах 50-километровой изолинии. Наиболее глубоко эта поверхность находится в складчатой зоне Армении, юго-восточнее оз. Севан (около 55 км). Осевая часть прогиба имеет общекавказское направление, от которого на северо-востоке (Сомхитско-Кафанская зона) и юго-западе (Приараксинская зона) наблюдается воздымание поверхности Мохоровичича с отметками глубин порядка 45–50 км.

Сравнивая построенную нами гравитационную модель поверхности Мохоровичича с данными глубин этой поверхности других геофизических исследований, следует отметить в целом их удовлетворительную сопоставимость. Однако этого нельзя сказать в отношении данных, полученных с помощью аппаратуры "Земля" в Армянской склад-

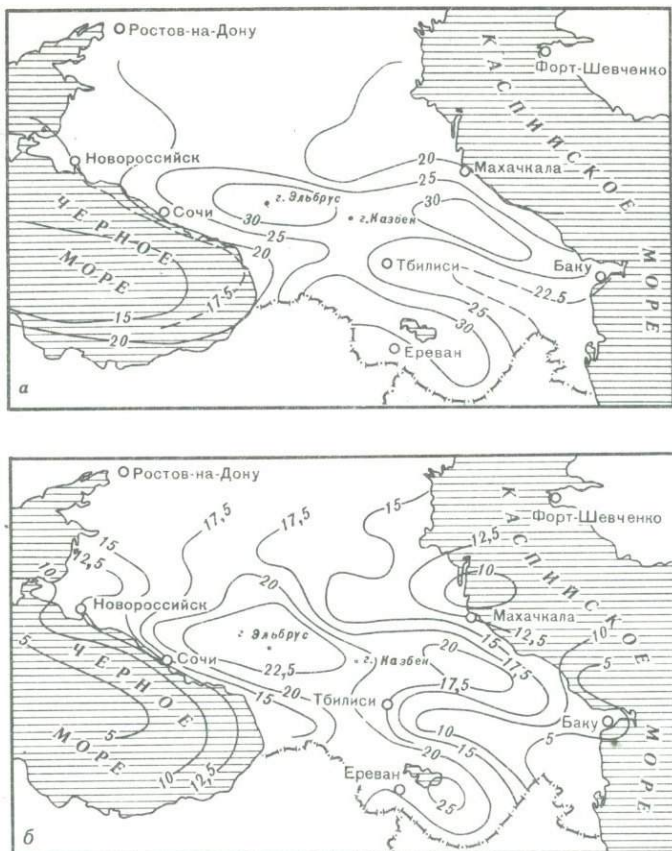


Рис. 34. Схемы мощностей гранитного (а) и базальтового (б) слоев на Кавказе  
Цифры у изолиний — мощность в км

чатой зоне, где значения мощности земной коры явно занижены. Возможно, это обусловлено усложнением характера сейсмического разреза за счет отсутствия четких вступлений волн от поверхности Мохоровичича в тектонически активной Армянской складчатой зоне [Егоркина, 1978].

Не исключена возможность, что прослеживаемая первая граница обмена, выделенная Г.В. Егоркиной в мантии Земли на глубинах около 55 км, соответствует поверхности Мохоровичича, которая согласовывается с данными нашей интерпретации.

Изолинии мощности консолидированной коры, как правило, повторяют направления простираения тектонических структур, а участки максимальных и минимальных мощностей коры соответствуют в целом крупным тектоническим зонам.

Согласно существующей классификации земной коры, территории Кавказского перешейка, акватории Азовского моря и северной части Каспийского моря характеризуются строением коры континентального типа, а глубоководная часть Черного моря и юго-запад Каспийского моря — строением субокеанического (промежуточного) типа.

Из рассмотрения рис. 34, а следует, что мощности гранитного слоя и консолидированной земной коры в целом уменьшаются с увеличением мощности осадочного слоя.

С участками Южного и Центрального Каспия, глубоководной областью Черного моря и позднеальпийскими передовыми и межгорными прогибами совпадают области выклинивания или минимальной мощности гранитного слоя (0–5 км), а также общего утонения консолидированной земной коры. Участки максимальной мощности коры характеризуются утолщением гранитного слоя (Большой и Малый Кавказ), но в Ван-

дамском районе утонение осадочного слоя не сопровождается утолщением гранитного слоя.

Линии равных мощностей базальтового слоя согласуются с простираем крупных тектонических структур (рис. 34, б), максимальные мощности слоя (30 км) отмечаются в области Большого Кавказа, Присеванской части Малого Кавказа, а минимальные — в глубоководной области Черного моря и в Южном Каспии.

### 3.2. УСТОЙЧИВОСТЬ ПОСТРОЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЫБОР ЭФФЕКТИВНОЙ ПЛОТНОСТИ АНОМАЛЬНЫХ МАСС

При рассмотрении гравитационных моделей строения основных поверхностей раздела земной коры естественно возникает вопрос о точности результатов количественной интерпретации аномалии силы тяжести.

Балавадзе [1957] произвел подобную проверку для двухмерного варианта путем подсчета гравитационного эффекта при крайних значениях плотностей базальтового слоя и подкорового субстрата, приведенных ниже:

Слой	Гранит	Базальт	Субстрат
$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	2,65	2,75–2,90	3,20–3,50
$\sigma_{эф}$ , г/см <sup>3</sup>	—	0,10–0,25	0,45–0,60

При этом плотности осадочного и гранитного слоев, как наиболее изученные, были приняты достоверными и при рассмотрении крайних вариантов схем строения земной коры оставлены без изменения.

Результаты вычисления при этих крайних значениях плотности по наиболее типичным схемам строения земной коры Грузии оказались смещенными от наблюдаемых значений  $\Delta g$  в одну и другую стороны в пределах 20–60 мГал (рис. 35). Как указывает Балавадзе [1975], "для приведения полученных таким образом кривых  $\Delta g_{выч}$  к кривым  $\Delta g_{набл}$  потребовалось смещение поверхностей базальта и субстрата в соответствующие стороны в среднем на 1–2 км. Следовательно, при значительном изменении поля результат интерпретации подвергается сравнительно небольшим изменениям, что указывает на достаточную устойчивость решения обратной задачи".

Придерживаясь указанного здесь подхода к проверке степени надежности результатов количественной интерпретации  $\Delta g$ , мы провели подобные проверочные вычисления для трехмерного случая. Эти вычисления показали, что изменение мощности осадочного слоя в районе Краснодара ( $H_{ос} = 10$  км и  $\sigma_{эф} = 0,2$  г/см<sup>3</sup>) на  $\pm 1$  км приводит к изменению  $\Delta g_{выч}$  на  $\pm 8$  мГал. Кроме того, подсчитан так называемый боковой эффект для поверхностей Конрада и Мохоровичича. Оказалось, что при изменении поверхности Конрада ( $\sigma_{эф} = 0,25$  г/см<sup>3</sup>) начиная с IV зоны (30 км) на  $\pm 1$  км гравитационный эффект изменяется на  $\pm 6$  мГал. При изменении же поверхности Мохоровичича ( $\sigma_{эф} = 0,4$  г/см<sup>3</sup>) на  $\pm 1$  км изменение гравитационного эффекта составляет  $\pm 10$  мГал. В сумме эти изменения составляют  $\pm 24$  мГал, и, таким образом, когда отдельные погрешности усиливают друг друга, предельная погрешность вычисления или же строгая оценка погрешности вычисления прямого гравитационного эффекта равна примерно  $\pm 25$  мГал.

При моделировании в гравитационном поле структур земной коры и верхней мантии вопросу установления эффективной или избыточной плотностей на границах раздела слоев уделяется особое внимание, так как от их значений целиком зависят результаты количественных расчетов.

В последнее время все чаще стали появляться работы, где на основе изучения разных типов сейсмических волн, регистрируемых в основном при ГСЗ, доказывается сложный слоисто-блоковый характер структуры коры с градиентными изменениями скорости, а также достаточно четкое градиентно-слоистое нарастание плотности в слоях консолидированной земной коры. Следовательно, перепад плотностей на границах раздела становится гораздо меньшим по сравнению с таковым при средних значениях плотности этих слоев. Например, для поверхностей Конрада и Мохоровичича перепад плотности при градиентно-слоистом нарастании не превышает 0,10 и 0,15–0,25 г/см<sup>3</sup> соответственно [Красовский, 1979].

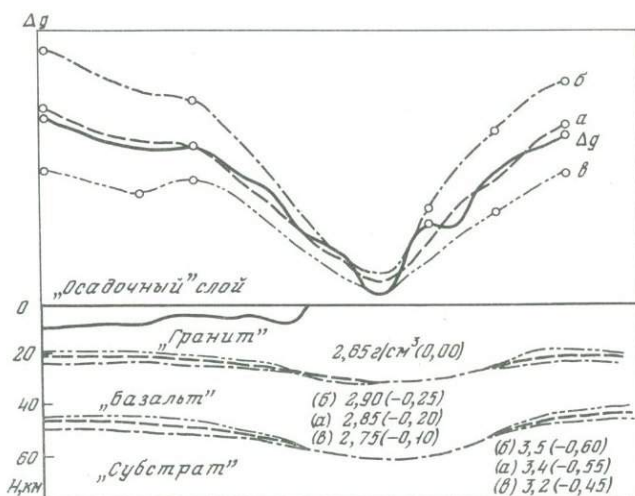


Рис. 35. Схема проверки устойчивости интерпретации аномалий силы тяжести

Расчеты показывают достаточно большие различия в гравитационных моделях, построенных при этих различающихся примерно в два раза значениях эффективных плотностей. Из этого обстоятельства явствует необходимость обоснования подсчета аномальных гравитационных эффектов и построения плотностных моделей структур земной коры и верхней мантии с учетом градиентно-слоистого нарастания плотности. Решение этой задачи является важным условием количественной интерпретации аномалии силы тяжести. Ниже приводятся соответствующие вычисления на физической модели и даются рекомендации по этому вопросу.

Модель представляет сферический слой (калотту) радиусом 250 км и мощностью 11 км с градиентом нарастания плотности, равным  $0,05 \text{ г/см}^3$  на 1 км, имитирующий осадочный слой земной коры (рис. 36). Средняя плотность всего слоя при принятых значениях плотностей отдельных прослоек получается  $2,25 \text{ г/см}^3$ . На рис. 36 даются также значения эффективной плотности каждого слоя по отношению к маркирующему горизонту, плотность которого принята равной  $2,70 \text{ г/см}^3$ .

Вычисления показали [Шенгелая, 1980], что суммарный гравитационный эффект прослоек модели, аппроксимированных вертикальными кольцевыми цилиндрами, с учетом кривизны Земли составляет  $1192,87 \text{ мГал}$ , а при среднем значении плотности всего слоя  $2,25 \text{ г/см}^3$  —  $1189,77 \text{ мГал}$ . Вычисления по точным аналитическим формулам [Картвелишвили, Габуния, 1977] с учетом градиентного нарастания плотности слоя с глубиной дают расхождение с предыдущими вычислениями порядка  $1-2 \text{ мГал}$ .

Аналогичные расчеты проведены для моделей, представляющих собой слои мощностью 20 км, залегающие на глубинах 20 и 40 км с градиентами плотности  $0,01$  и  $0,015 \text{ г/см}^3$  на 1 км. Результаты вычисления подтверждают выводы, полученные для первой модели. Следовательно, при построении региональных гравитационных моделей строения земной коры для простоты вычисления гравитационного эффекта можно исходить из средней плотности слоя, не прибегая к учету градиентного нарастания плотности с глубиной, хотя его наличие вполне естественно.

В приведенных расчетах речь шла о вычислении полного притяжения слоев, а не их аномального гравитационного эффекта. При количественной же интерпретации аномалий силы тяжести следует учитывать гравитационный эффект аномальных масс, представляющих собой отклонение границ плотностного раздела от нормальных уровней или маркирующих горизонтов. При такой постановке задачи вычисления аномального гравитационного эффекта всего слоя возникает вопрос о выборе эффективной плотности указанного слоя на поверхности маркирующего горизонта.

Учет градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной приводит к тому, что значение эффективной плотности на поверхности маркирующего горизонта гораздо

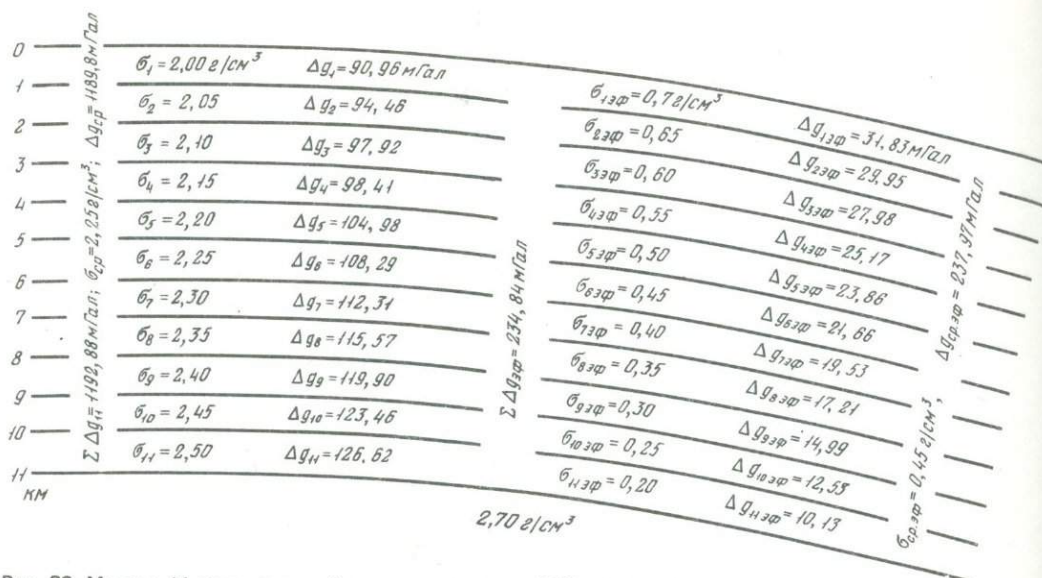


Рис. 36. Модель 11-километровой калоты радиусом 250 км с градиентным нарастанием плотности с глубиной

меньше, чем при среднем значении плотности гравитирующего слоя. Действительно, эффективная плотность при градиентно-слоистом нарастании плотности между слоем с плотностью  $2,50 \text{ г/см}^3$  и подстилающим слоем плотностью  $2,7 \text{ г/см}^3$  равна  $0,20 \text{ г/см}^3$  (рис. 36). Но это значение эффективной плотности справедливо для подсчета гравитационного эффекта лишь самого нижнего, километрового слоя модели, лежащего на глубине 10 км от поверхности Земли, с плотностью  $2,50 \text{ г/см}^3$ . Принятие же значения  $\sigma_{эф} = 0,2 \text{ г/см}^3$  возможно лишь в том случае, если средняя плотность всего слоя от поверхности Земли до поверхности маркирующего горизонта будет равна  $2,50 \text{ г/см}^3$ . В приведенной слоистой модели средняя плотность слоя равна  $2,25 \text{ г/см}^3$ , поэтому за среднюю эффективную плотность всего слоя по отношению к маркирующему горизонту следует принять значение  $0,45 \text{ г/см}^3$ .

Однако необходимо констатировать, что зачастую горизонтальные размеры могут быть гораздо меньше 250 км, принятых нами при расчетах. В связи с этим вычислены гравитационные эффекты при различных радиусах  $R$  и постоянной мощности осадочного слоя 11 км для случаев средней  $\sigma_{ср}$  и градиентной  $\sigma_{град}$  плотностей:

$R$ , км	100	60	30	15	5
$\Delta g (\sigma_{ср})$ , мГал	200,45	195,58	171,15	140,0	73,87
$\Delta g (\sigma_{град})$ , мГал	198,44	195,92	177,30	152,60	91,26

Приведенные данные показывают, что при мощности осадочного слоя 11 км в радиусе 5 км погрешность при отсутствии учета градиентной плотности может достигать 20%. Однако скоростные разрезы осадочного слоя для территории Кавказа наглядно показывают, что градиентное нарастание плотности в основном наблюдается до глубины 5 км.

С целью подтверждения достоверности наших расчетов гравитационного эффекта осадочного слоя мы произвели оценку погрешности вычисления гравитационного эффекта без учета градиентной плотности при условии ее изменения в слое мощностью 5 км. Результаты вычисления приведены ниже:

$R$ , км	60	30	15	5
$\Delta g (\sigma_{ср})$ , мГал	121,17	115,31	73,65	105,33
$\Delta g (\sigma_{град})$ , мГал	120,53	116,09	76,63	106,65

Исходя из этого для вычисления аномального гравитационного эффекта осадочного слоя при наличии градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной вполне

можно удовлетвориться средней плотностью аномального слоя; при этом расхождения полученных значений не превышают нескольких единиц миллигал.

Градиентно-слоистое нарастание плотности с глубиной при подсчете аномального гравитационного эффекта аномальных масс, находящихся у основания гранитного и базальтового слоев, следует учитывать несколько иначе. В этом случае средняя плотность отождествляется с нарастанием плотности лишь тех масс, которые находятся между поверхностями раздела нормальной земной коры и соответствующими реальными основаниями гранитного и базальтового слоев, с сохранением гравитирующих масс этих слоев.

### 3.3. КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ПЛОТНОСТИ ОТ СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН В СЛОЯХ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

О физических свойствах глубоких слоев земной коры и верхней мантии, как известно, надежную информацию несут скорости прохождения в них упругих колебаний. Поэтому для этих слоев чаще всего имеются рельеф и глубина залегания преломляющих или отражающих сейсмических границ раздела, а из физических свойств — значения граничных или пластовых скоростей продольных и поперечных сейсмических волн.

Для интерпретации гравитационных аномалий с целью решения задач глубинной геологии существенное значение имеет установление корреляционной зависимости между плотностью и скоростью упругих волн для кристаллических пород, слагающих слои консолидированной коры.

Как это было показано выше, при построении гравитационной модели земной коры Кавказа, полученные на основе сейсмических исследований значения граничных скоростей упругих волн для гранитного слоя меняются в пределах  $V_1 = 5,7 \div 6,3$ , для базальтового слоя  $V_2 = 6,7 \div 7,3$ , а для подкорового слоя  $V_3 = 8,0 \div 8,2$  км/с. Для этих же слоев земной коры значения плотности были приняты равными 2,70, 2,90 и 3,30 г/см<sup>3</sup> соответственно. Гравитационный эффект модели земной коры Кавказа при таких значениях плотности в пределах точности совпадает с наблюдаемым гравитационным полем, а мощности слоев этой модели, за некоторыми исключениями, в основном довольно хорошо согласуются с сейсмическими данными о мощностях слоев земной коры этого региона.

Исходя из этого следует полагать, что принятие нами значения плотности и средние значения граничных скоростей для поверхностей раздела земной коры на Кавказе в самых общих чертах связаны линейной зависимостью.

Графики рис. 37, выражают корреляционные зависимости  $\sigma$  от  $V$  при меняющихся значениях скорости упругих волн в слоях, приведенных ниже, и фиксированных зна-

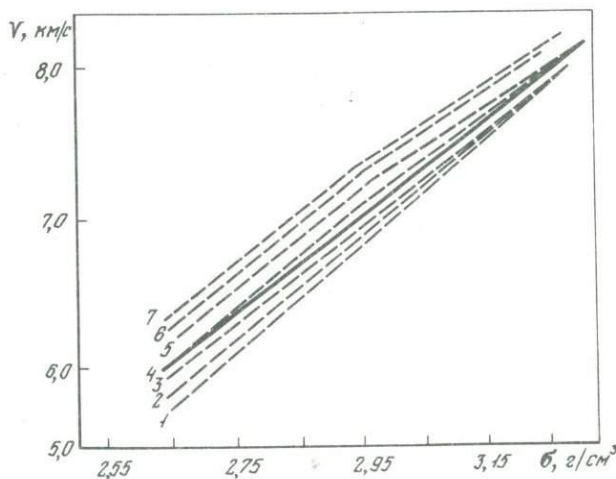


Рис. 37. График корреляционной зависимости  $\sigma$  от  $V$  для слоев консолидированной коры на Кавказе

чениях плотности слоев консолидированной коры и верхней мантии ( $\sigma_1 = 2,70$ ,  $\sigma_2 = 2,90$ ,  $\sigma_3 = 3,30$  г/см<sup>3</sup>):

Номер кривой на рис. 37	1	2	3	4	5	6	7
$V_1$ , км/с	5,7	5,8	5,9	6,0	6,1	6,2	6,3
$V_2$ , км/с	6,7	6,8	6,9	7,0	7,1	7,2	7,3
$V_3$ , км/с	8,0	8,0	8,0	8,1	8,1	8,2	8,2

По осредненной кривой (сплошная линия) при  $V_1 = 6,0$ ,  $V_2 = 7,0$  и  $V_3 = 8,1$  зависимость  $\sigma(V)$  выражается уравнением

$$\sigma = 0,3096 V + 0,792.$$

Почти все исследователи, устанавливая корреляционные зависимости  $\sigma$  от  $V$ , рассматривают их как предпосылку для комплексной интерпретации гравиметрических и сейсмических данных. Так поступает в одной из последних своих работ С.С. Красовский [1981], который подробно рассматривает этот вопрос на основе анализа имеющихся на сегодняшний день материалов по зависимости между плотностью и скоростью упругих волн в кристаллических горных породах при разных термодинамических условиях. Зависимость же, полученная здесь, основывается на данных, вытекающих из построенной нами гравитационной модели земной коры Кавказа.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ  
ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАВКАЗА

## 4.1. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассмотрение связи гравитационного поля с рельефом выявляет в целом обратную зависимость между этими величинами. С высокогорными участками, как правило, связаны минимальные значения  $\Delta g$  (Большой Кавказ, Малый Кавказ), а на территории морей и низменностей отмечаются слаболожительные или близкие к нулю значения  $\Delta g$ . Но в целом ряде случаев подобной зависимости нет. Таковыми в первую очередь являются северо-восточное побережье Черного моря, Талыш и Аджария, характеризующиеся довольно интенсивными положительными значениями  $\Delta g$ , тогда как Центральный Каспий выделяется как область больших отрицательных значений  $\Delta g$ , соизмеримых с  $\Delta g$  Центрального и Восточного Кавказа. Большими отрицательными значениями характеризуется и средняя часть Куринской низменности.

Анализ данных по аномальному гравитационному полю района указывает на его тесную связь с тектоникой и глубинным строением [Адамия и др., 1977а]. Направление полос крупных гравитационных аномалий соответствует структурному плану, в целом совпадая с крупными тектоническими зонами района. Участки наиболее сильных отрицательных аномалий пространственно приурочены к зонам максимальной мощности земной коры. Это Большой и Малый Кавказ, где поверхность Мохоровичича находится на глубинах порядка 55 км. В тектоническом отношении это — зоны позднеальпийского сжатия, складчатости, воздымания, метаморфизма и андезитового вулканизма, т.е. области формирования континентальной коры. Большими и средними отрицательными значениями аномалий характеризуются также позднеальпийские передовые и межгорные прогибы, где при нормальной толщине континентальной коры (35–45 км) отмечается уменьшение мощности ее консолидированной части за счет увеличения роли осадочного слоя, в первую очередь позднеальпийских моласс, характеризующихся низкой плотностью.

Участки больших и средних положительных значений  $\Delta g$  тесно связаны с областями поднятия поверхности базальтового слоя и его утолщения до 30–40 км. Это — Черноморское побережье Западного Кавказа. К тому же в этом районе роль осадков с низкой плотностью незначительна. Участки слаболожительных значений  $\Delta g$  приурочены к областям минимальных мощностей земной коры с развитием мощного слоя осадков с низкой плотностью. Это глубоководная часть Черного моря и Южный Каспий, где поверхность Мохоровичича расположена на глубинах 20–30 км, а мощность осадочного слоя достигает 10–20 км. На суше эти зоны продолжают в виде Аджарской положительной гравитационной аномалии, в случае Черного моря, и Талышской — в случае Южного Каспия. В тектоническом отношении обе эти области, по мнению Адамия и др. [1974], представляют собой среднеальпийские структуры, претерпевшие растяжение и деструкцию древней континентальной коры в позднем мелу—раннем палеогене, с мощным проявлением щелочного и субщелочного базальтового вулканизма. Лишь крайние части структур претерпели сжатие и воздымание на позднеальпийском этапе развития.

На основе анализа регионального гравитационного поля приходим к выводу, что под некоторыми горными и равнинными областями Кавказа имеются нарушения изостатического равновесия. Наиболее значительные из них выявлены в восточной части Закавказья, где на фоне крупной отрицательной аномалии силы тяжести отчетливо выделяются две полосы максимума аномалии.

Первая из них находится в Восточном Азербайджане и простирается через Приталышь, степные области Азербайджана и в районе с. Вандам упирается в южные склоны Главного Кавказского хребта. В пределах Приталышья и степной части Азербайджана аномалии силы тяжести положительна и достигает в максимуме нескольких десятков миллигал; дальше на север она отрицательна, но абсолютная ее величина в пределах полосы значительно меньше, чем в окружающей области.

Вторая полоса, отвлекаясь от первой в степной области, прослеживается в северо-западном направлении через северные районы Нагорного Карабаха, хребет Суровдаг, северные склоны Шахдагского, Папы-Карского и Сомхитского хребтов и заканчивается в районе Болниси (около Тбилиси). Аномальное поле и в этой полосе характеризуется относительным максимумом.

Между рассмотренными полосами гравитационных максимумов с северо-западного направления вклинивается далеко распространяющийся Карталино-Кахатинский минимум аномалий силы тяжести; восточная граница максимума первой полосы и юго-западная граница второй полосы характеризуются зональными аномалиями больших градиентов, переходящими в широкие и глубокие гравитационные депрессии Восточного Азербайджана и Армении—Южной Грузии соответственно. Таким образом, гравитационные картины обеих полос примерно одинаковы, в то время как геологические — совершенно различны. Действительно, судя по обобщенным геологическим исследованиям Кавказа, вдоль первой полосы в области Талышских гор обнажаются породы палеогена и неогена со средней плотностью 2,4 и 2,2 г/см<sup>3</sup>, а в степных районах — третичные и четвертичные отложения с плотностью в среднем 2,0 и 1,8 г/см<sup>3</sup>. Вдоль второй полосы преобладают сравнительно плотные меловые и юрские образования плотностью 2,6—2,7 г/см<sup>3</sup>. Качественное сопоставление гравиметрических и геологических данных показывает, что глубинное строение под ними не должно быть одинаковым ни по составу, ни по строению и соотношению мощностей слоев земной коры. По поводу геологической причины региональной аномалии первой полосы имеются различные мнения. Так, аномалию силы тяжести в первой полосе, известную под названием Талышско-Вандамского максимума, Федынский [1967] объясняет вторжением тяжелых пород основного ряда в породы верхних слоев земной коры.

На основе данных гравитационной модели отдельных слоев земной коры Кавказа мы полагаем, что Талышско-Вандамский асимметричный максимум обязан своим происхождением воздыманию с запада и востока базальтового слоя и соответствующему куполообразному поднятию подкорового вещества. Наибольшее поднятие достигается вдоль первой полосы, участвуя тем самым в образовании Талышско-Вандамского максимума аномалии силы тяжести. Изменение глубины залегания базальтового слоя, возможно, связано с тем, что после образования он подвергался деформации.

Что же касается гранитного слоя, то его поверхность Куринской депрессии на участке от Тбилиси до первой полосы постепенно погружается под увеличивающийся по мощности (до 16 км) осадочный комплекс, в то время как основание его воздымается. Таким образом, получается, что мощность гранитного слоя, равная в районе Тбилиси 20 км, уменьшается в восточном направлении, достигая в районе Агджабеди 5 км и менее. Здесь тонкий слой гранита немного приподнят, и его поверхность залегает на глубине около 8 км. К востоку гранитный слой, сохраняя примерно такую же мощность, вновь резко погружается под осадочный чехол мощностью около 20 км.

По исследованиям Косминской [1958], опирающимся на данные тщательно проведенных наблюдений на море методом глубинного сейсмического зондирования, гранитный слой в центральной части Каспия вовсе отсутствует. Требукова [1962] по материалам глубинного сейсмического зондирования показывает, что в восточной части Азербайджана, по линии мыс Бяндован—Саатлы—Агджабеди, мощность гранитного слоя не более 2 км.

Проведенные нами исследования показали, что мощность гранитного слоя от степной области, где она должна быть порядка 5 км, медленно возрастает до с. Вандам, а дальше на север резко увеличивается, достигая под Горным Дагестаном 30 км. Здесь поверхность гранитного слоя воздымается, а основание погружается, образуя корень в базальтовом слое. Мощность гранитного слоя растет также к югу в сторону Талышских гор. Однако это увеличение (до 20 км) происходит в основном за счет воздымания кристаллического фундамента; основание же гранитного слоя, как и базальтового, залегает почти горизонтально.

По второй полосе выясняется иная картина строения земной коры. Под осадочным комплексом сравнительно небольшой мощности залегает гранитный слой, увеличивающийся по мощности в направлении север—юг от 10—15 км в предгорной зоне до 20—25 км под Малым Кавказом. И здесь увеличение мощности гранитного слоя связано с воздыманием его поверхности, которая в этой полосе местами выходит на дневную поверхность. Залегаящий под ним почти горизонтально базальтовый слой сохраняет более или менее постоянную мощность — в среднем 25 км. Особенностью строения земной коры в этом районе является то, что под горными сооружениями Малого Кавказа, высота которых изменяется от 1500 до 3700 м, кристаллические слои земной коры не образуют корней; их основания залегают почти горизонтально. Только южнее от этой полосы, под Джавахетско-Армянским нагорьем, выявляется обширная область, характеризующаяся относительно глубоким погружением земной коры, мощность которой достигает 50—55 км. Эту Сомхитско-Карабахскую (Сомхитско-Азербайджанскую) зону Ренгартен относил к Закавказской пологоскладчатой зоне, а Милановский, Хаин [1963] и Гамкрелидзе [1966] — к складчатой области Малого Кавказа.

Разногласия в отношении тектонической природы этой подзоны в первую очередь связаны со сложностью ее геологического строения. По указанию Ренгартена [Геология СССР, 1941], характер колебательных движений достаточно хорошо отличает Сомхитско-Азербайджанскую зону от Куринской. С другой стороны, отсутствие флишевых отложений и неустойчивый в фаціальном отношении характер мезозойских и палеогенных отложений отличают Азербайджанскую зону от других геосинклинальных областей Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской зоны.

Следовательно, характер строения земной коры под Сомхитско-Карабахской (Сомхитско-Азербайджанской) зоной тождествен строению земной коры Куринской межгорной впадины. Поэтому, нам кажется, более справедливо считать Сомхитско-Карабахскую зону составной частью Закавказской пологоскладчатой зоны.

К такому же выводу пришел Адамия [1968] на основании ряда геологических данных. По его мнению, Сомхитско-Карабахская зона является южной периферической частью Закавказского срединного массива. Сомхитско-Карабахская зона по своему строению очень близка к южной части Гагра-Джавской зоны, выделенной Гамкрелидзе. Эту часть Гагра-Джавской зоны Адамия считает северным краем Закавказского срединного массива.

Расхождения имеются также в оценке причин гравитационных аномалий в Куринской депрессии. Качественный анализ аномалии силы тяжести позволил Абакелия [1959] установить ступенчатое (уступообразное) строение кристаллического фундамента не только на восточных ограничениях Дзирульского массива и Кюрдмирского "моста", но и в промежутке между ними. Иначе толкуют глубинное строение Куринского межгорного прогиба Федьинский [1950], Татевосян [1958], Ази-Заде и др. [1965, 1968], Цимельзон [1965], Гаджиев [1965] и др.

По комплексным геофизическим исследованиям в межгорной депрессии Закавказья установлена также морфология слоев, слагающих консолидированную кору. Максимальная мощность земной коры и гранитного слоя наблюдается под Дзирульским массивом (около 25 км). По обе стороны наблюдается уменьшение мощности этого слоя до выклинивания в бассейне Черного и Каспийского морей. Привлекает внимание куполообразное поднятие утоненного гранитного слоя, в плане совпадающее с Вандамо-Талышским гравитационным максимумом, где заложена Саатлинская сверхглубокая скважина.

Попытаемся объяснить возможный механизм образования необычной структуры консолидированной коры в межгорной депрессии на основе анализа плотностных и скоростных характеристик.

Дзирульский массив, по крайней мере его верхняя часть, характеризуется наименьшими значениями скорости и плотности по данным сейсморазведки, параметрических и денситометрических измерений. Наличие тангенциальных осесжимающих усилий субширотного направления вызывает утолщение и, следовательно, сравнительное разуплотнение в первую очередь гранитного слоя. Низкие значения скорости и плотности на Дзирульском массиве, возможно, связаны и с выветриванием.

Аналогичные явления имеют место и на Храмском и Локском кристаллических массивах, поэтому на них имеет место отмеченная Соллогубом и Чекуновым [1971] эмпирическая закономерность: степень нарастания скорости с глубиной тем больше, чем на меньших глубинах располагается фундамент.

Совершенно иная картина наблюдается под Вандамо-Тальшским гравитационным максимумом, где наряду с тангенциальными субширотными сжимающими усилиями действовали, вероятно, и вертикальные силы, что вызвало куполообразное поднятие, сжатие и, следовательно, уплотнение гранитного слоя, чем и можно объяснить выделенную здесь зону повышенных значений скорости распространения упругих волн  $V_T = 6,7 \div 6,8$  км/с [Раджабов, 1978].

Таким образом, довольно большие различия в значениях  $V_T$  для различных участков поверхности гранитного слоя иногда могут быть связаны с физическим состоянием среды, а не с вещественным составом. Изменения значений  $V_T$  в более узком диапазоне на остальных участках тем более не могут являться надежным подспорьем при суждении о неоднородности вещественного состава гранитного слоя в Закавказской межгорной впадине.

Интересно рассмотреть также и строение земной коры в районе горы Казбек, в зоне Большого Кавказа. Гравитационная модель показывает, что Большой Кавказ весь погружен в подкоровое вещество, но это погружение наибольшее под областью Эльбруса и под Горным Дагестаном, а в полосе между ними, под Казбекской областью, поверхность Мохоровичича на этом фоне немного приподнята. Создается впечатление, что высокие горы здесь не имеют корня. Эта особенность указывает на отсутствие компенсационных масс на глубине, что было замечено еще в 1870 г. Стебницким при анализе данных по отклонениям отвеса.

Несколько слов о геофизической природе офиолитового пояса Малого Кавказа.

При геологическом описании территории Малого Кавказа особое внимание уделяется Севанскому офиолитовому поясу. В геофизическом плане характерным признаком выявления офиолитового пояса полагают нарушенность и осложненность земной коры в этой полосе, что обуславливает резкое ухудшение сейсмического материала и тем самым существенную прерывистость сейсмических границ. В пределах офиолитовых зон тип сейсмического разреза отличается полным или почти полным отсутствием границ в земной коре, а положение этих поясов контролируется глубинными разломами [Егоркина, Халевин, 1977].

На гравитационной карте Севанская офиолитовая полоса, выявленная на основе геологических и сейсмических исследований, не находит своего предположительного отображения. Судя по масштабам сейсмологического разреза земной коры через структуры Малого Кавказа, построенного в результате проведенных Егоркиной и ее коллегами работ с помощью аппарата "Земля" (см. рис. 10), над зоной развития офиолитов мы должны были бы иметь резко выраженный максимум аномалий силы тяжести Буге или местной топографической редукции. Ввиду отсутствия такого максимума надо полагать, что зона развития офиолитов, если она действительно существует, весьма ограничена по ширине, а поэтому ее эффективная плотность ничтожно мала по отношению к примыкающим к ней блокам земной коры.

Исходя из этого, мы предполагаем, что в тектоническом плане северо-восточный и юго-западный блоки земной коры на Малом Кавказе настолько сблизались, что здесь произошло почти полное выжимание океанической коры с преобразованием в единый блок континентальной коры.

Гравитационное поле Малого Кавказа дает информацию также о мощностях этих блоков, хотя четких границ между ними не наблюдается. Кривая аномалий силы тяжести по анализируемой карте Кавказа через Приараксинскую—Армянскую складчатую—Сомхитско-Кафанскую зоны показывает, что Армянская складчатая зона характеризуется интенсивными отрицательными значениями  $\Delta g$ , тогда как в смежных зонах аномалия более спокойная. Такая картина гравитационного поля объясняется особенностями строения земной коры в этой части Кавказа (см. рис. 32, 33) — утолщением коры (до 55 км) в Армянской складчатой зоне и нормальными значениями мощности земной коры в Приараксинской ( $H = 45 \div 50$  км) и Сомхитско-Кафанской зонах ( $H = 40 \div 45$  км).

В Армянской складчатой зоне выделяется пассивно-конструктивный тип земной коры (по классификации Деменцкой). Это кора, создающаяся на границе столкновения двух континентальных плит и образующая континентальную кору повышенной мощности с частичным включением океанической коры в виде офиолитовых поясов.

Современная картина строения земной коры, как это видно из схем гравитационных моделей осадочного слоя и поверхностей Конрада и Мохоровичича, представляет собой

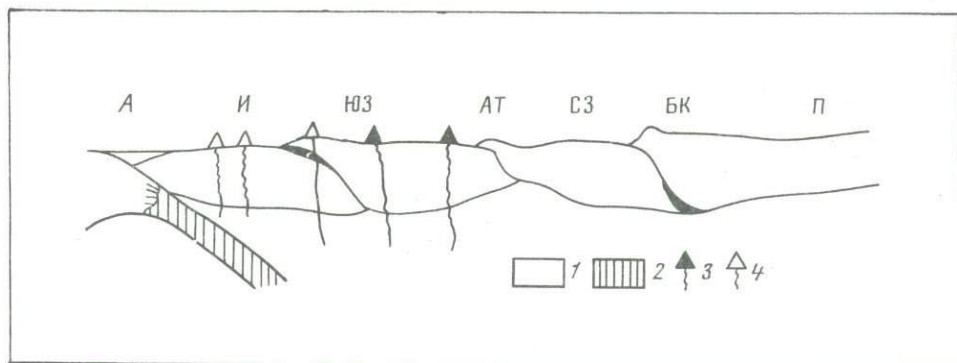


Рис. 38. Глубинный геологический разрез земной коры Кавказского региона для плиоцена  
 1—континентальная кора; 2—океаническая кора; 3—рифтовый вулканизм; 4—островодужный вулканизм; А — Аравия, И — Иран, ЮЗ — Южное Закавказье, АТ — Аджаро—Триалети, СЗ — Северное Закавказье, БК — Большой Кавказ, П — Предкавказье

результат сложной эволюции. Существует ряд толкований эволюции строения земной коры на Кавказе, в основе которых лежат результаты анализа геолого-геофизических, а также геохимических материалов. Не вдаваясь в подробности этих представлений, считаем уместным остановиться на некоторых вопросах, касающихся аспектов взаимосвязанности строения земной коры с гравиметрическими данными.

Например, существует концепция [Адамия и др., 19776], основывающаяся не неомобилистических представлениях, по которым Кавказский регион в мезозое и в раннем кайнозое рассматривается как континентальная окраина (активная и пассивная) океана Тетис. Имеются также материалы геофизических исследований [Асанидзе, Печерский, 1979; Адамия и др., 1980], которые свидетельствуют в пользу существования погружения литосферной плиты с юга на север под Куринскую депрессию (рис. 38), влекущего за собой удвоение земной коры под этой депрессией. Результаты, полученные методом поверхностных волн [Сихарулидзе, 1978], подтверждают возможность наличия субдукции в области Малокавказской офиолитовой шовной полосы.

Анализ гравитационного поля не отражает подобной картины при том условии, что гравитационная аномалия  $\Delta g$  вызвана (по современным представлениям) неоднородным строением лишь земной коры.

Удвоение земной коры по предложенным геологическим и геофизическим моделям соответствует тектоническим зонам Лок-Карабахской и Куринской депрессии. Гравитационное поле этого участка интерпретируется как результат эффекта маломощной земной коры, и вариант удвоения земной коры вследствие субдукции не подтверждается гравиметрической проверкой. На правильность нашего воззрения может указывать также картина распределения гипоцентров землетрясений. По исследованиям Мурусидзе [1976], в зоне Куринской депрессии на графике распределения гипоцентров землетрясений с энергией  $K \geq 8 \pm 0,5$  максимум захватывает полосу глубин 5—20 км. Как это видно из рис. 39, большинство гипоцентров не выходит даже из гранитного слоя. Подобная сейсмическая характеристика рассматриваемой зоны не указывает на наличие зоны субдукции под Куринской депрессией.

Исходя из вышеизложенного и основываясь на гравиметрической и сейсмической проверках, предложенные модели эволюции земной коры Закавказского срединного массива мы считаем неубедительными. Вместе с тем следует отметить, что строгое отрицание неомобилистической модели под Куринской депрессией на основе гравиметрической проверки будет не совсем оправдано. Так, по предложенным моделям субдукция, если она происходила в действительности, завершилась примерно 40—50 млн. лет назад, когда произошла окончательная коллизия южного и северного континентальных блоков. В последние 40—50 млн. лет на Кавказе протекают весьма важные тектонические явления, что и вызвало кардинальные изменения земной коры и верхней мантии этого региона. Например, в палеоцене—эоцене в пределах закавказского континентального блока зародились Аджаро-Триалетская (на западе) и Тальшская (на востоке) рифто-

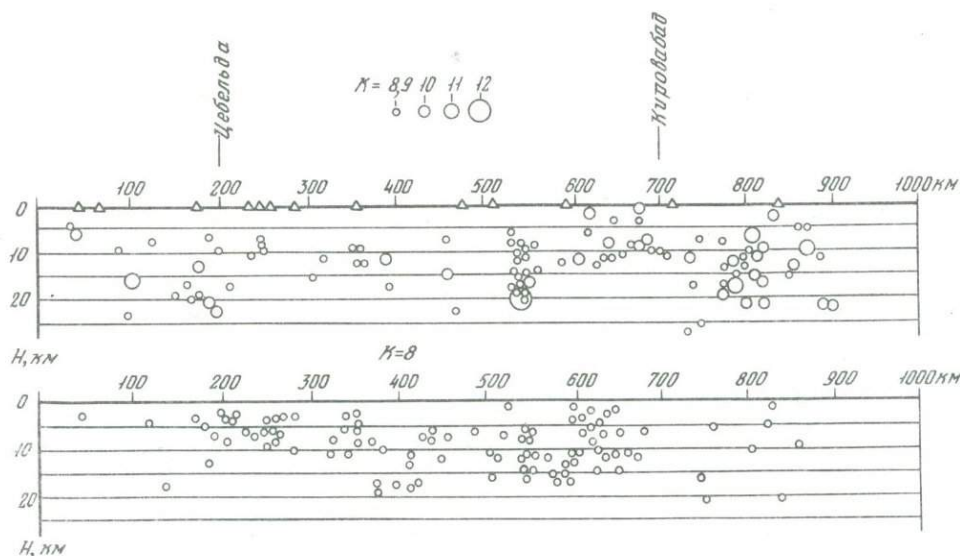


Рис. 39. Вертикальный разрез распределения гипоцентров землетрясений по профилю Цебельда—Кировабад

вые структуры, что и вызвало в этих структурах значительное утонение коры и соответствующие изменения в верхней мантии [Адамия, Шенгелая, 1974]. Начиная с олигоцена в пределах Закавказского внутреннего массива заложилась межгорные молассовые депрессии (продолжениями которых являются соответственно глубоководные впадины Черного и Каспийского морей).

Примерно за последние 30 млн. лет сложились такие структурно-морфологические единицы, какими являются складчатые системы Большого и Малого Кавказа, что естественно, означает значительные перестройки земной коры. Такие перестройки вызвали мощный вулканизм базальт-андезит-дацит-липаритового состава за последние 10 млн. лет во многих районах Кавказа (Армянское нагорье, Джавахети, Эльбрус, Казбек и др.).

На основе анализа полученных материалов нам представляется более убедительным вывод о существовании зоны субдукции в полосе соприкосновения системы Большого Кавказа с северным бортом Куринской депрессии. Здесь, как об этом было уже сказано, отмечаются наиболее часто встречающиеся признаки отображения тектонических нарушений в гравитационном поле — это сравнительно узкие зоны повышенных горизонтальных градиентов, совпадающие со сгущениями эпицентров в этой полосе. Об этом факте свидетельствуют также результаты исследований короткопериодных поверхностных сейсмических волн.

По данным Сихарулидзе [1978], в этой зоне выделяется отражающая поверхность, обусловленная, по-видимому, тектоническим нарушением глубокого заложения. Кроме того, судя по построенным гравитационным моделям поверхностей Конрада и Мохоровичича, так называемый "корень гор" восточной части Большого Кавказа смещен к северу по отношению к осевой зоне альпийского мегантиклинория, и наибольший прогиб поверхности Мохоровичича располагается под внешними зонами сланцевого Дагестана.

Гипоцентры сильных ( $\mu \geq 5$ ) землетрясений залегают на глубинах 70–80 км [Новый каталог сильных землетрясений СССР, 1977].

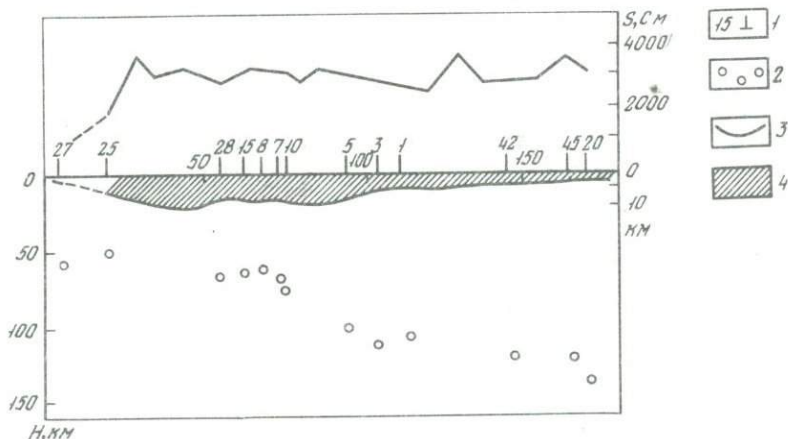
Магнитотеллурические исследования по профилю г. Казбек—Буденовск (рис. 40, 41) на территории Восточного Предкавказья позволили получить Варламову, Коннову и Фельдману [1975] информацию об электропроводности верхней мантии. Опираясь на эти исследования, авторы приходят к выводу, что в Предкавказье область выклинивания проводящего слоя приурочена к глубинному разлому, который, возможно, затрагивает верхнюю мантию.

Рис. 40. Схема расположения пунктов МТЗ на территории Восточного Предкавказья



Рис. 41. Результаты формальной интерпретации продольных кривых МТЗ

1 — номера пунктов МТЗ, 2 — глубины до проводника, полученная при формальной интерпретации кривых МТЗ, 3 — суммарная продольная проводимость осадочного чехла, 4 — осадочный чехол



В этом аспекте несомненно представляют интерес графики корреляционных зависимостей между превышением рельефа и аномалией силы тяжести в неполно-топографической редукции, построенные для южного и северного склонов Большого Кавказа (рис. 42). На этих графиках кривая, характеризующая зависимость для южного склона, имеет больший угол наклона по сравнению с кривой, построенной для северного склона. Характер этих кривых явно указывает на разнородное строение рассматриваемых участков. Возможно, что такая картина связана с последовательным смещением в южном направлении верхних масс земной коры относительно нижележащих — смещением надвига Главного хребта с горной части Кавказа в Закавказскую межгорную депрессию [Шемпелев, 1978].

К особенностям связи гравитационных аномалий с поверхностным геологическим строением можно отнести приуроченность минимумов аномалий силы тяжести к зонам развития молодых вулканических образований. Такая связь наблюдается для района г. Эльбрус, субмеридиональной полосы Джавахетское нагорье—Арагац—Арабат, а также

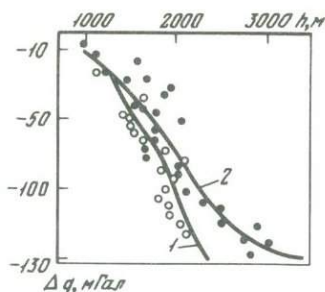


Рис. 42. Корреляционные зависимости  $\Delta g$  от  $h$  для южного (1) и северного (2) склонов Кавказа

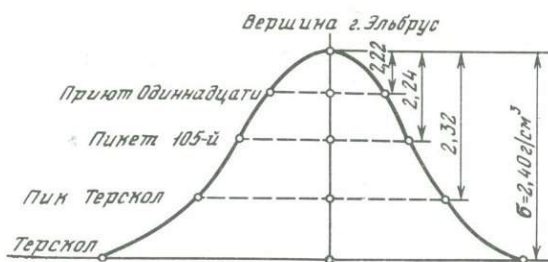


Рис. 43. Схема расположения гравиметрических пунктов на склоне горы Эльбрус

субширотной ветви Армянского вулканического нагорья. Такую связь некоторые исследователи объясняют нагревом корового и, возможно, подкорового вещества. В таком случае допускается, что приуроченные к этим районам интенсивные отрицательные аномалии силы тяжести можно интерпретировать как результат разуплотнения, а не увеличения мощности земной коры в этих районах.

Если большие отрицательные гравитационные аномалии, приуроченные к горным сооружениям, объясняются наличием корней гор, то мы как бы обязаны отрицательные пики, приуроченные к отдельным высоким вершинам, объяснять корнями из зеркального отражения. По нашему мнению, такой подход искажает интерпретацию, и ее результаты не будут достоверными.

Примером этого может служить Эльбрусский гравитационный минимум. Здесь на высоте 5666 м аномалия силы тяжести в неполной топографической редукции при  $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$  достигает максимального отрицательного значения. Для объяснения этой аномалии необходимо было бы допущение под Эльбрусом на депрессионных поверхностях Конрада и Мохоровичича воронкообразных корней, что нам кажется неправдоподобным и искусственным. Мы считаем, что Эльбрусская гравитационная аномалия обуславливается совершенно другой причиной — неправильным выбором значений средней плотности промежуточного слоя при вычислении поправки Буге.

Как это было отмечено выше, интерпретируемая гравиметрическая карта Кавказа построена в неполной топографической редукции при среднем значении плотности промежуточного слоя  $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ .

С целью определения средней плотности Эльбрусского массива были проведены [Балавадзе, Шенгелая, 1958] специальные гравиметрические измерения по склону горы Эльбрус, вдоль профиля Терскол—вершина Эльбрус (рис. 43).

Эльбрусский вулканический массив сложен двумя разновозрастными эффузивными комплексами: нижним (отчетливо дислоцированным, сильно размытым, мощностью около 2 км, стратиграфически датированным как верхний плиоцен-олигоценый) и верхним (маломощным, плащеобразно перекрывающим нижний комплекс, относящимся к четвертичному периоду. Нижняя дислоцированная вулканогенная толща Эльбруса представлена дацитами, липаритами и их туфами и туфобрекчиями. Верхняя же толща — лавы Малкнского потока — сложена дацитами и андезито-дацитами.

Следует отметить, что расположение гравиметрических пунктов и расстояния между ними вполне удовлетворяют условиям, необходимым при использовании формулы для определения средней плотности горных массивов. При этих определениях пользовались зависимостями

$$\sigma = \frac{1}{2\pi f} \frac{\Delta g}{H_1 - H_2'}$$

$$\Delta g = (g_1 - g_2) - \frac{\partial \gamma}{\partial h} (H_1 - H_2) + (\delta_1 g - \delta_2 g) - \delta g_\varphi,$$

$$\delta g_\varphi = \gamma_{\varphi_1} - \gamma_{\varphi_2},$$

где  $g_1$  и  $g_2$  — значения силы тяжести, наблюдаемые соответственно в пунктах 1 (на вер-

Плотности горных пород, определенные гравиметрическим методом и по денситометрическим измерениям

Гравиметрический метод			Денситометрические измерения	
Отсеки гор	Высота отсека, м	$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>	Место взятия образца	$\sigma_{ср}$ , г/см <sup>3</sup>
Терскол—вершина горы Эльбрус	3429	2,40	Пик Терскол	2,58
Пик Терскол—вершина горы Эльбрус	2488	2,32	Пикет 105-й	2,38
Пикет 105-1—вершина горы Эльбрус	2210	2,24	Приют Одиннадцати	2,41
Приют Одиннадцати—вершина горы Эльбрус	1457	2,22	Приют Пастухова	2,32
			Вершина горы Эльбрус	2,38

шине) и 2 (у подошвы горы),  $\delta\gamma/\delta h$  — поправка на приведение наблюденного в пункте 1 значения силы тяжести к уровню пункта 2,  $\delta_1 g$  и  $\delta_2 g$  — поправки на влияние рельефа в пунктах 1 и 2 соответственно,  $\delta_{g\varphi}$  — разность нормальных значений силы тяжести для пунктов 1 и 2, широты которых равны  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$  соответственно.

Полученные по этому профилю гравиметрические данные позволяют определить плотность не только всей горы, но и отдельных ее отсеков (конусов). Вычисления проведены для четырех конусов с уровня Терскола до вершины горы Эльбрус. Кроме того, денситометрическим методом определены средние плотности по образцам горных пород, взятых вдоль профиля. Результаты даны в табл. 27.

При рассмотрении этой таблицы наблюдается закономерность увеличения средней плотности промежуточной массы с увеличением высоты. По нашему мнению, подобная картина изменения плотности в зависимости от высоты должна быть связана с увеличением степени кислотности в обоих комплексах этого горного сооружения. При этом следует отметить и то, что плотности пород, слагающих верхний комплекс (андезиты и андезитодациты), больше, чем плотности пород нижнего комплекса (дациты и липариты), но мощность верхнего комплекса гораздо меньше по сравнению с нижней вулканической толщей, слагающей тело массива. Поэтому плотностная характеристика массива Эльбрус в основном зависит от состава нижнего комплекса. Эти результаты соизмеримы с данными денситометрических измерений, приведенных в той же таблице.

Если принять даже максимальное значение  $\sigma = 2,40$  г/см<sup>3</sup> на участке Терскол—вершина горы Эльбрус (см. рис. 43), то и в этом случае уже получается поправка порядка 40 мГал. За среднее значение плотности вулканического конуса горы Эльбрус можно принять несколько меньшую величину, чем и можно объяснить локальный эльбрусский минимум силы тяжести, который не имеет отношения к поведению поверхностей Конрада и Мохоровичича. Морфология последних, как об этом уже говорилось, обуславливает региональный основной фон гравитационного минимума. Исходя из этих соображений, следует считать, что изостатическое равновесие устанавливается для горных сооружений в целом.

Для объяснения эльбрусского гравитационного минимума не требуется также допущения скопления на глубинах 0—2 км выше уровня моря диоритового материала, обильно насыщенного водяными парами при температуре выше критической [Авдулов, 1962].

Джавахетское вулканическое нагорье, которое также характеризуется интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести, располагается на Артвинско-Болнисской глыбе Закавказского срединного массива. На карте горизонтальных вариаций скорости продольных волн в верхней мантии Кавказа (рис. 44), составленной Винником и др. [1978а], Джавахетскому нагорью, расположенному в южной части субмеридионального блока пониженной скорости, соответствует участок, оконтуренный изолинией от -2 до -3%. При таких пониженных значениях скорости продольных волн дефицит плотности верхней мантии под Джавахетским нагорьем по сравнению с соседними участками составляет около 0,06—0,07 г/см<sup>3</sup> (по известным корреляционным зависимостям

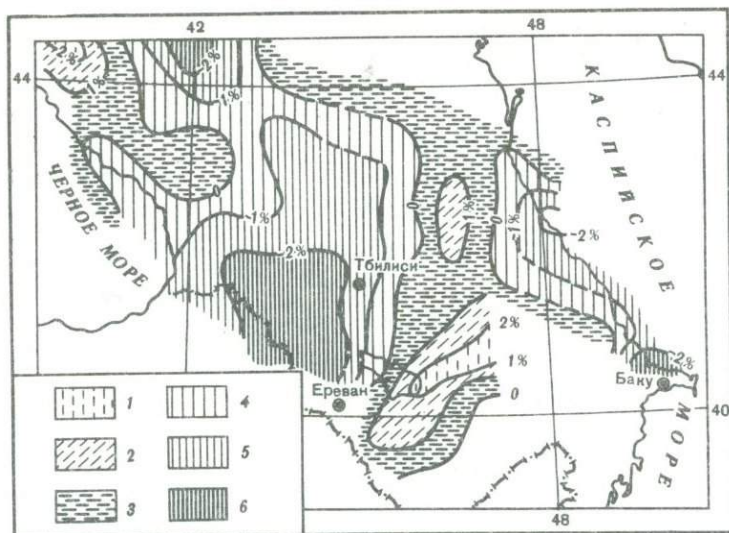


Рис. 44. Карта горизонтальных вариаций скорости продольных волн в верхней мантии Кавказа (в % от средней скорости)

1 — от 3 до 2, 2 — от 2 до 1, 3 — от 1 до 0, 4 — от 0 до -1, 5 — от -1 до -2, 6 — от -2 до -3

$\Delta\sigma = 0,31 \Delta V_p$ , где  $\Delta V_p$  — приращение скорости в км/с). При таких условиях аномальный гравитационный эффект Джавахетского блока верхней мантии, аппроксимируемый вертикальным кольцевым цилиндром с параметрами  $z_1 = 50$  км,  $z_2 = 250$  км,  $R = 70$  км,  $\Delta\sigma = 0,065$  г/см<sup>3</sup>, на поверхности Земли получается около  $\Delta g = 70$  мГал. Это значение составляет 60–70% наблюдаемой аномалии силы тяжести в этом районе, и, таким образом, для коровой составляющей аномалии остается лишь 30% наблюдаемого поля.

Это обстоятельство противоречит результатам, полученным по строению земной коры этого региона. Исходя из построенной нами гравитационной модели с учетом комплекса данных бурения, определения физических свойств горных пород, ГСЗ, землетрясений, сейсмологического профилирования и дисперсии фазовых скоростей, наблюдаемое гравитационное поле на Джавахетском нагорье полностью объясняется мощностью земной коры, достигающей около 55 км. При этом мощность базальтового слоя достигает 30 км, гранитного — 26 км и осадочного — 3 км.

К такому же выводу пришли Винник, Лукк и Мирзакурбанов [19786] в результате количественного анализа скоростных неоднородностей верхней мантии Памиро-Гиндукуша. Они отмечают, что изменение гравитационного поля над Таджикской депрессией хорошо объясняется одним рельефом границы Мохоровичича, без существенных горизонтальных изменений плотности мантии. Причина этого обстоятельства кроется в неточности параметров, принятых при расчетах, не позволяющих рассматривать результаты как вполне надежные.

Исходя из приведенных суждений горизонтальные вариации скорости продольных волн в верхней мантии и соответствующее этому разуплотнение литосферы и астеносферы под Джавахетским нагорьем на основе гравитационной проверки (оценки) кажется маловероятным.

По-видимому, причиной этого может служить особенность строения земной коры в этом регионе, которое определяет правильность и надежность поправки на кору, введенной в данные сейсмических станций Богдановка и Ахалкалаки. Например, эта особенность в первую очередь может быть следствием аномального поведения кровли 600°С изотермы и средних геометрических градиентов в исследуемом районе [Гугунава, 1976]. Не исключены также и другие факторы, определяющие вариации скорости продольных волн в верхней мантии под Джавахетским нагорьем.

Несколько странным кажется также наличие существенного различия первичного материала временной невязки станций Богдановка и Ахалкалаки, отстоящих друг от друга

не более чем на 20 км. Среднеквадратические отклонения невязок на этих станциях равны 0,7, тогда как эта же величина для станций Хаиши и Ахалкалаки, находящихся достаточно далеко друг от друга и в разных зонах вариации скорости, равна нулю.

Что касается гравитермического эффекта мантии разных районов Кавказа, то в этом аспекте следует остановиться на примере хорошо изученной территории западной части Куринской депрессии, где наличие мощного осадочного комплекса до 13—14 км не вызывает сомнения. Значение наблюдаемой аномалии силы тяжести составляет здесь от -100 до 110 мГал. Для этого района по схеме, приведенной на рис. 23, мантийная составляющая  $\Delta g$  приравнивается 50 мГал, и, таким образом, значение коровой составляющей аномалии силы тяжести будет находиться в пределах от 50 до 60 мГал. Расчеты показали, что гравитационный эффект только осадочного чехла в этом районе составляет от 80 до 90 мГал, а консолидированной коры — от 20 до 30 мГал.

Аналогичная ситуация наблюдается и на примере хорошо изученного региона Рионской депрессии — Колхидской низменности, где аномалия силы тяжести в неполной топографической редукции составляет 30 мГал, с учетом же гравитермического мантийного эффекта это значение будет равно 20 мГал. На самом деле в этом районе гравитационный эффект осадочного слоя составляет от 50 до 55 мГал, а консолидированной коры 20—25 мГал.

Эти примеры наглядно показывают, что учет гравитермических эффектов при построении гравитационных моделей земной коры и верхней мантии требует более детального исследования с целью изыскания причин получаемых при этом невязок.

#### 4.2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ

Сейсмическое районирование представляет собой одну из важнейших и актуальных проблем геофизики и геологии.

Задачей сейсмического районирования является возможно более правильная характеристика сейсмического режима и выявление степени сейсмической опасности для данной территории. Особенно большое практическое значение имеет решение этой проблемы для сейсмоактивных районов, где строительство сейсмостойких крупных сооружений требует знания и соблюдения соответствующих норм.

Проблема сейсмического районирования весьма сложна, чем и объясняются разногласия, существующие в вопросах методики районирования.

Рассмотрим связь между распределением эпицентров землетрясений и гравитационным полем на примере территории Кавказа и на основе подобного сопоставления попытаемся установить возможность использования гравиметрической карты при сейсмическом районировании.

Территория Кавказского орогена с этой точки зрения с давних пор привлекает особое внимание геофизиков и геологов. В результате анализа многолетних макросейсмических и инструментальных наблюдений, проведенных Бюсом [1952], Рубинштейном, Цхакая [1958], Карапетяном и др. [1968], Бюсом и др. [1968], Цхакая, Папалашвили [1973], Ананьиным [1968; 1977] и другими, составлены довольно подробные карты распределения эпицентров землетрясений и сейсмического районирования территории Кавказа.

Наблюдается некоторое закономерное распределение эпицентров землетрясений и приурочивание очагов к определенным тектонически неустойчивым лабильным зонам. Как известно, здесь наблюдаются два типа сейсмических зон — общекавказского и поперечного к нему направления. При этом, как указывают некоторые исследователи, первые из них связаны со структурами менее глубокого залегания, а вторые — с тектоническими разрывами меридионального направления, проникающими на большие глубины.

Интересные данные были получены Гоцадзе [1957, 1968] на основе анализа динамических параметров очагов Кавказских землетрясений. Автор доказывает, что ориентация разрывов в очагах отдельных эпицентральных зон различна. Так, в Ахалкалакской зоне ориентировка разрывов, кроме некоторых сильных землетрясений, в основном близка к общекавказскому направлению, и в связи с этим не обнаруживается видимой связи ориентации разрывов с поверхностными геологическими структурами. Не прослеживается связь также и с ориентацией глубинного разлома. Поэтому пред-

Миграция эпицентров землетрясений в 1963—1974 гг.

Дата	Эпицентр		Глубина очага, км	Магнитуда	Интенсивность в эпицентре, баллы
	$\varphi$	$\lambda$			
4.10.64	41,2°	45,8°	14	4,0	5—6
31.08.65	40,97	48,16	2,5	3,4	7
2.03.66	43,03	45,71	16	4,9	7
20.04.66	41,79	48,15	16	5,4	8
9.11.66	41,5	48,8	5	3,8	6
30.01.67	41,03	44,32	5	5,0	6—7
17.06.67	41,7	45,3	7	5,0	6
29.06.67	41,4	43,9	10	4,4	6—7
30.01.68	43,9	43,1	17	4,0	5
13.05.68	43,5	40,6	15	4,5	6
9.06.68	39,22	46,20	11	4,9	7—8
17.06.68	40,7	48,1	7	4,6	6—7
1.09.69	39,26	46,23	6	4,7	8
17.07.69	43,23	45,19	25	5,1	6—7
3.01.70	41,82	43,38	5	4,7	7
14.05.70	43,00	47,09	13	6,6	8—9
25.05.70	43,1	46,1	7	4,0	6
4.12.70	43,84	39,34	7	5,1	7—8
28.07.70	42,6	43,4	5	4,0	6
8.09.70	41,26	43,98	5	4,5	6
2.10.71	44,8	42,1	2,5	4,5	8
20.12.71	41,23	48,38	5	5,5	7
8.06.72	43,02	46,80	11	4,5	6
16.06.73	40,4	44,5	9	3,7	5—6
27.06.73	41,1	43,9	11	3,6	5—6
30.03.74	41,40	43,97	7	3,9	6—7
4.08.74	42,2	45,9	23	5,1	6—7
13.11.74	42,68	46,85	7	4,7	7
23.12.74	42,95	46,82	6	5,0	7

полагается, что большинство землетрясений с поверхностными очагами связано с разветвлениями главного меридионального разрыва, а более сильные землетрясения — с нарастанием деформации и разрушением по главному разрыву. В Приказбекской сейсмоактивной полосе, в очагах, примыкающих к горе Казбек, наблюдается следующая картина: разрывы имеют меридиональные направления и с удалением на юго-восток переходят на более поверхностные структуры общекавказского простирания.

Сопоставление сейсмической и гравитационной карт Кавказа свидетельствует о том, что между ними существует закономерная связь — сейсмоактивные участки совпадают с полосами высоких градиентов аномалии силы тяжести [Шенгелая, 1963].

Аналогичные наблюдения были сделаны на территории в Средней Азии [Петрушевский, 1955] и зарубежных стран, например на восточном побережье Японских островов и на Малайском архипелаге — на Южном побережье островов Суматра и Ява и на восточном побережье о-ва Сулавеси, где, по работам Люстиха [1955], полоса сгущения изоаномал почти полностью совпадает с выявленными здесь сейсмоактивными участками.

Отметим, что миграция эпицентров землетрясений на Кавказе в 1963—1974 гг. (табл. 28) происходила в полосе интенсивных гравитационных зон, что еще раз подтверждает предположение о взаимосвязи сейсмических и гравитационных полей.

Таким образом, в большинстве случаев сейсмоактивные участки на гравитационных картах совпадают с полосами сгущения изоаномал силы тяжести.

Федынский [1950] связывает с интенсивными линейными аномалиями силы тяжести наиболее ослабленные и подвижные зоны, так называемые швы фундамента, вдоль которых происходит взаимное перемещение отдельных его блоков в вертикаль-

ном направлении и связанное с этим образование вертикальных структур в осадочной толще.

По наблюдениям закавказских сейсмических станций установлено, что возникшие от некоторых иранских и турецких землетрясений поверхностные волны отражаются от южного склона восточной части Кавказского хребта. Очевидно, эти отражения обуславливаются продольными разломами глубинного заложения, которые, по-видимому, проходят по крайней мере сквозь гранитный слой и таким образом нарушают сплошность этой проводящей среды. Отмеченные геологическими наблюдениями разломы также являются глубинными, что доказывается зафиксированными землетрясениями с очагами в коре вдоль южного склона Кавказского хребта [Балавадзе и др., 1966а].

В связи с вопросом приуроченности тектонических нарушений к полосовым аномалиям с большими значениями градиента силы тяжести Андреев [1960] указывает, что неглубокие землетрясения приурочены к зоне резких изменений аномалии силы тяжести (гравитационные ступени), а глубоководные — к зоне малых (близких к нулю) значений аномалий силы тяжести. Эти соображения находят свое подтверждение в нашем конкретном случае в том, что подавляющее большинство землетрясений Кавказа характеризуется поверхностными очагами.

Таким образом, при сейсмическом районировании наряду с сейсмостатистическими, геологическими и другими данными следует использовать также и гравиметрические схемы, в особенности с линейными аномалиями силы тяжести большой интенсивности. Так, если в пределах распространения зоны интенсивных градиентов были зарегистрированы эпицентры землетрясений, то эту зону можно считать сейсмоактивной в ожидании появления новых очагов в местах, в сейсмическом отношении ранее спокойных. Если же в зонах сгущения изоаномал не наблюдались эпицентры землетрясений, то в этом случае, по всей вероятности, аномалии силы тяжести отображают нарушения пликативного характера или же вторжения глубинных более плотных масс в верхние слои земной коры. Вполне допустимо также в этих зонах изменение от места к месту плотности некоторого горизонтального пласта постоянной мощности.

Таким образом, зону интенсивных градиентов аномалии силы тяжести в каждом конкретном случае надо рассматривать и интерпретировать отдельно, учитывая при этом данные сейсмостатистики, геологии и других геофизических исследований.

Для более глубокого анализа этого вопроса впервые для территории Кавказа было сделано сопоставление гравиметрической карты с распределением эпицентров землетрясений, определенных исключительно по инструментальным данным за период 1954—1977 гг. для землетрясений класса 10 и выше. Более того, была произведена выборка землетрясений в следующих интервалах землетрясений параметров  $K$  и  $M$ :  $9,9 \leq K \leq 10,9$ ,  $3,0 \leq M \leq 3,9$ ;  $11,0 \leq K \leq 11,9$ ,  $4,0 \leq M \leq 4,5$ ;  $12,0 \leq K \leq 12,9$ ,  $4,6 \leq M \leq 5,2$ ;  $13,0 \leq K \leq 13,9$ ,  $5,3 \leq M \leq 5,9$ ;  $14,0 \leq K \leq 14,9$ ;  $6,0 \leq M \leq 7,0$  (рис. 45).

Как видно из рис. 45, расположение эпицентров землетрясений в основном тяготеет к зонам больших гравитационных градиентов. Однако имеются и такие эпицентры землетрясений, расположение которых не укладывается в выявленную закономерность. Подобные ситуации могут возникнуть в случае наклона плоскости разлома к вертикали дневной поверхности, когда эпицентры смещены к сгусткам гравитационных изолиний, так как зоны больших градиентов аномалии силы тяжести отражают возможные разрывные нарушения вблизи поверхности Земли.

Наряду с этим на рассматриваемой карте имеются и такие сгущения эпицентров, где не наблюдаются зоны с повышенными градиентами гравитационных аномалий. Это обстоятельство можно объяснить тем, что эффект выявления определенной пространственной структуры очагов землетрясений может экранироваться наличием мощных осадочных пород или отсутствием вертикального смещения разрывной дислокации.

Более четкая тенденция приурочивания эпицентров землетрясений к зонам больших градиентов аномалии силы тяжести выявляется для землетрясений класса 11 и выше. Однако при подробных сопоставлениях некоторые отклонения все-таки наблюдаются, что вполне резонно было бы приписать и неточностям определения эпицентров землетрясений. При этом также остается в силе объяснение тех несопоставимых явлений, которые наблюдаются на примере сейсмоактивных районов Ткибули, Гегечкори и горной Абхазии. Следует отметить, что в этих сейсмоактивных районах эпицентры

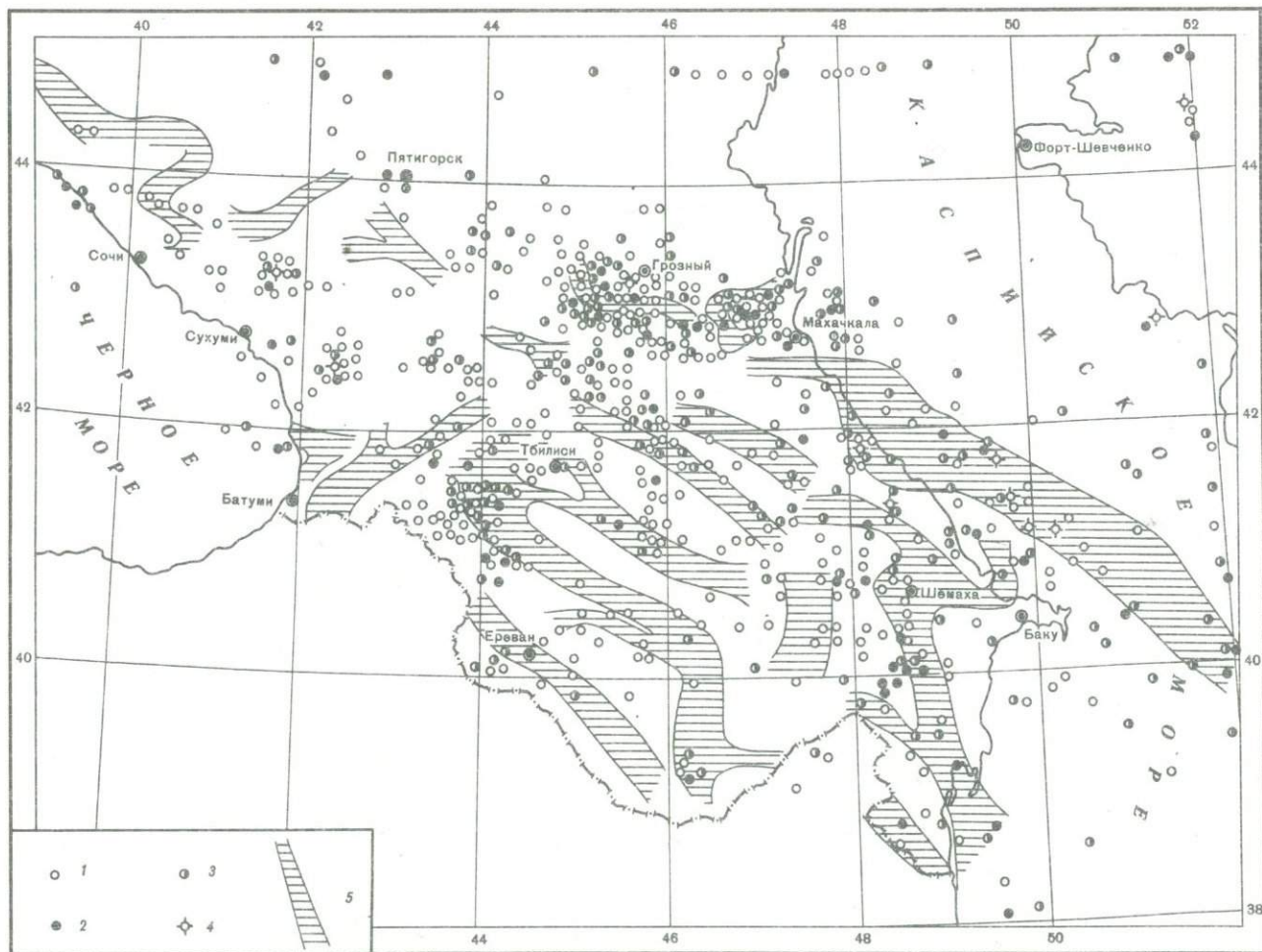


Рис. 45. Схема сопоставления зон интенсивных градиентов аномалии силы тяжести с эпицентрами землетрясений разных классов  
 1 —  $9,9 < K < 10,9$  2 —  $11,0 < K < 11,9$  3 —  $12 < K < 12,9$  4 —  $13,0 < K < 14,9$  5 — зоны больших градиентов аномалии силы тяжести  
 (густота штриховки соответствует увеличению градиентов)

землетрясений находятся в очень хорошем согласии с линиями разломов, установленных на основании геологических исследований.

Геологически выделенные разломы в подавляющем большинстве случаев находятся в хорошем соответствии с аномальными зонами силы тяжести вдоль южного склона восточной части и по всему северному склону Большого Кавказа. То же самое может быть сказано на примере Аджаро-Триалетского хребта, Сомхитско-Карабахской зоны, северной полосы озера Севан и Ереван-Ордубадской полосы.

Наличие такой картины не вызывает сомнения для Джавахетского нагорья. В этом аспекте в хорошем согласии находятся выделенные разломы в Вандамо-Талышской зоне. В Каспийском море для зон больших градиентов силы тяжести наблюдается некоторая приуроченность эпицентров землетрясений, хотя линия разлома тут геологами не отмечается.

Исходя из всего сказанного выше можно считать, что полосы интенсивных градиентов аномалии силы тяжести в некоторых случаях выявляют глубинные тектонические разрывы и можно полагать целесообразным использование гравиметрических данных при сейсмическом районировании.

Разумеется, сейсмическое и тектоническое районирование находятся в тесной связи. Установление глубинных разломов уже является одним из критериев, которому придается важное значение при составлении тектонических карт или для построения схем геотектонического расчленения отдельных регионов. Результаты количественной интерпретации гравиметрических данных при комплексном использовании других геофизических и геологических данных могут служить также некоторым надежным подспорьем в детализации геотектонических схем.

Как известно, одним из критериев геотектонического расчленения является также глубина залегания жесткого субстрата. Поэтому составленная на основе гравиметрических исследований схема изоглубин поверхности консолидированной земной коры может быть использована при решении этого вопроса.

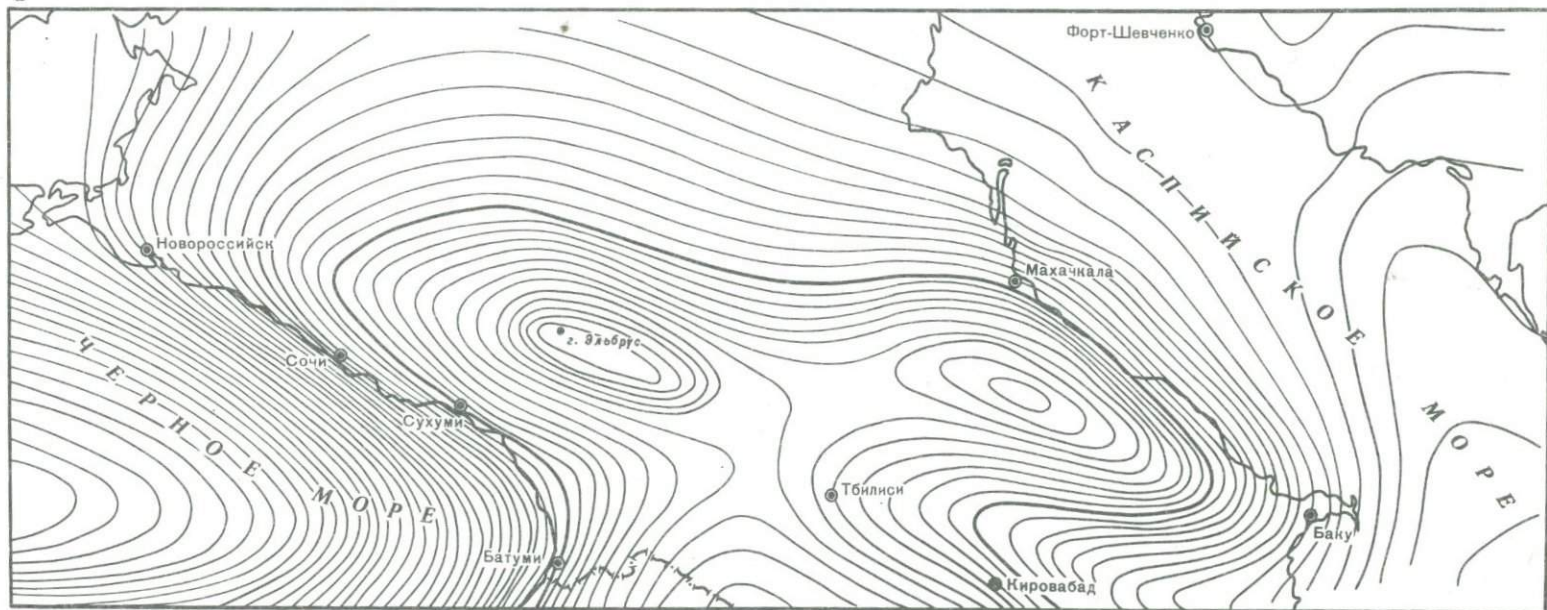
Следует обратить внимание еще на одно обстоятельство: когда аномалия в редукции Буге относится к вертикальной и горизонтальной координатам пункта наблюдения, наблюдаемые полосовые аномалии с высокими градиентами аномалии силы тяжести могут быть обусловлены не аномальными массами глубинного залегания, а в некоторых случаях процессами редуцирования в условиях сложного рельефа поверхности Земли.

#### 4.3. ТРЕХСЛОЙНАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК ОСНОВА РАЗДЕЛЕНИЯ НАБЛЮДЕННОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

При решении геологических задач прикладного характера гравиметрическая разведка занимает одно из ведущих мест. При этом большое внимание уделяется как разработке новых методов интерпретации, так и эффективному применению современной электронно-вычислительной техники. Методические вопросы разведки связаны с проблемой разделения гравитационного поля, решение которой должно обеспечить возможность изучения по гравитационному полю конкретных объектов.

Характер выраженности этих объектов в гравитационном поле зависит от их параметров (амплитуды, горизонтальных размеров, глубины залегания), взаимного их расположения, избыточной плотности, вида и степени их унаследованности в разрезе в случае его многослойности. Полезным сигналом в этом случае считается влияние локальных структур, выделяемых по поверхности раздела в осадочном чехле. Результаты решения прямой задачи по модельным структурным картам показывают, что в зависимости от указанных выше причин локальные структуры, выделяемые в осадочном чехле, отображаются в поле изоаномал силы тяжести в виде либо замкнутых локальных аномалий, либо изгибов изоаномал (незамкнутых аномалий), либо участков пониженных горизонтальных градиентов поля (участков разрежения изоаномал). Региональный фон рассматривается в качестве сигнала помехи, будучи обусловленным гравитационным влиянием глубинных границ раздела, а также региональным наклоном плотностных контактов в осадочном чехле. По своим параметрам региональный фон несоизмерим с полезным сигналом. Следовательно, при соответствующей точности наблюдений последний должен найти определенное отражение в суммарном наблюдении после аномалии силы тяжести.

a



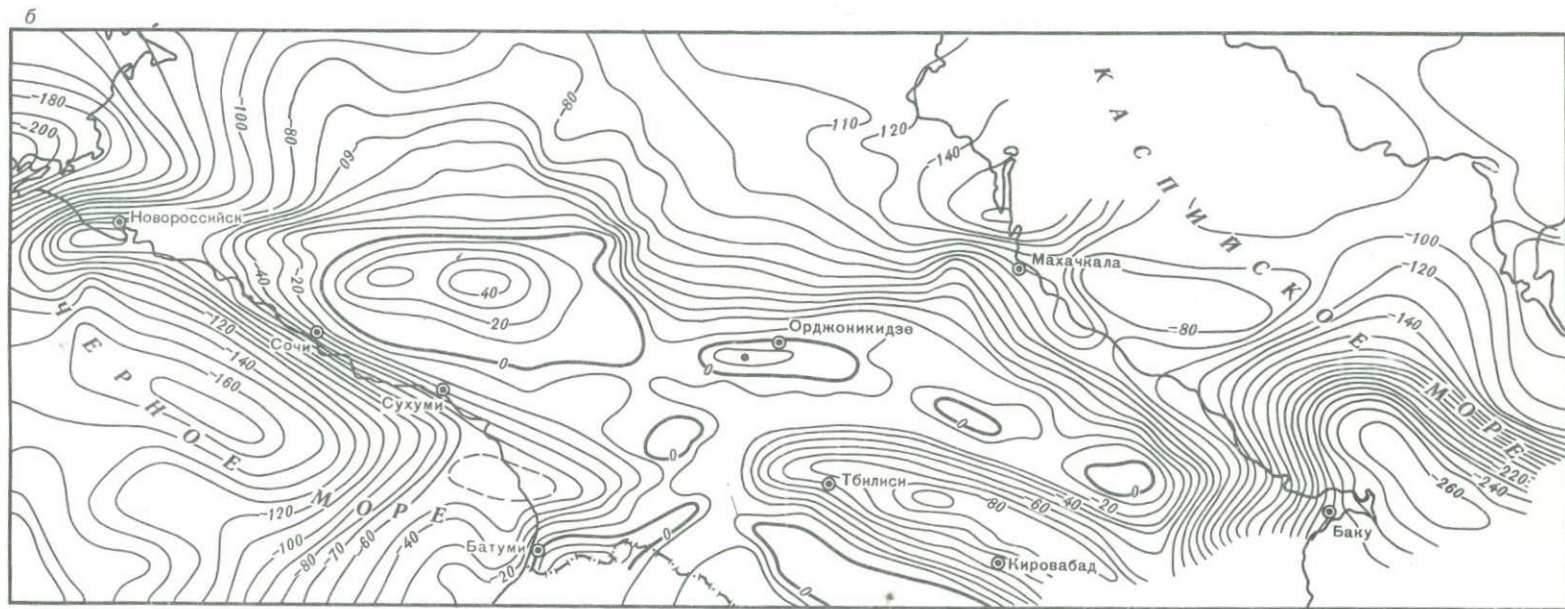


Рис. 46. Схемы гравитационных эффектов, вызванных влиянием поверхностей Конрада и Мохоровичича (а) и осадочного комплекса (б) территории Кавказа (радиус расчета 250 км)

Цифры у изолиний — значения  $\Delta g$  в мГал

Таким образом, основная задача сводится к разделению этих сигналов, т.е. к исключению из суммарного поля регионального фона и максимальному выделению полезного сигнала — локальной составляющей, создаваемой локальными поднятиями в осадочном чехле. Для выделения локальных аномалий применяются методы, которые условно можно разделить на два основных вида.

К первому относятся методы различных трансформаций аномалий силы тяжести в другие элементы гравитационного поля (вычисления высших производных) и аналитическое продолжение аномалий силы тяжести в верхнее и нижнее полупространство. Эта задача решается путем применения математических методов обработки гравитационных аномалий [Тихонов, Буланже, 1945].

При пересчетах аномалий силы тяжести в верхнее полупространство принято, что поле от глубокозалегающих крупных геологических объектов изменяется сравнительно слабо, а от геологических структур, расположенных вблизи от дневной поверхности и малых по размерам, изменяется резко [Картвелишвили, 1964]. Следовательно, пересчет на ряд уровней по высоте дает картину пространственного распределения поля и можно судить о степени как локальных, так и региональных аномалий, дающих в совокупности наблюдаемое поле аномалий силы тяжести. Однако, располагая такими данными, невозможно судить об изменении гравитационных эффектов основных слоев земной коры с высотой.

Ко второму виду относятся способы вычисления региональной составляющей путем решения прямой задачи гравиметрии. При этом исходная информация о параметрах аномалообразующих факторов, создающих региональный фон, должна быть известна заранее по данным других геолого-геофизических методов и бурения.

Эта задача сводится к построению гравитационных моделей земной коры и применению ее к задачам разделения наблюдаемого гравитационного поля в аспекте геологического редуцирования (исключения полей известных тел из наблюдаемого поля).

С целью выделения регионального фона из наблюдаемой аномалии силы тяжести для территории Кавказа с помощью универсальной АЛГОЛ-программы на ЭВМ БЭСМ-6 вычислен суммарный гравитационный эффект  $\Delta g_2 + \Delta g_3$  гранитного и базальтового слоев трехмерной модели земной коры (рис. 46, а). После вычитания этого значения из наблюдаемого регионального гравитационного поля составлена схема аномалии силы тяжести, соответствующая осадочному слою (рис. 46, б).

На карте гравитационного эффекта осадочного слоя территории Кавказа отмечаются отдельные интенсивные аномалии. Сопоставляя эту карту с геологией региона, можно констатировать, что изолинии гравитационного эффекта осадочного чехла вырисовывают морфологию поверхности консолидированной коры. Такое соответствие гравитационного поля с геологией вовсе не отмечается в наблюдаемой суммарной карте  $\Delta g_{\text{наб}}$  исследуемой территории.

Исходя из этого, проведенный выше анализ дает основание утверждать, что карта аномалий силы тяжести, соответствующая эффекту осадочного слоя и существенно отличающаяся от суммарной карты  $\Delta g_{\text{наб}}$ , может быть положена в основу всех дальнейших исследований по выявлению перспективных структур месторождений полезных ископаемых в осадочном слое территории Кавказа.

Наглядным примером необходимости учета влияния регионального фона, вызванного влиянием поверхностей Конрада и Мохоровичича, может служить разрез земной коры и дифференциальные кривые по профилю Черное море—Каспийское море на участке Колхидской низменности в Западной Грузии (рис. 47). В этом районе, начиная от Дзирульского массива, в западном направлении в сторону Черного моря происходит воздымание поверхностей Конрада и Мохоровичича, а поверхность консолидированной коры погружается. Мощность осадочного слоя увеличивается соответственно от нуля на Дзирульском массиве до 8 км на восточном побережье Черного моря. Кривая наблюдаемого гравитационного поля редукиции Буге в этом направлении указывает на увеличение аномалии силы тяжести. Количественные расчеты показали, что основной фон увеличения гравитационной аномалии вызван воздыманием поверхностей Конрада и Мохоровичича. Поэтому сумму их эффектов необходимо вычитать из наблюдаемого значения аномалии, чтобы получить остаточную аномалию, соответствующую осадочному слою, постепенно увеличивающемуся по мощности в западном направлении. После такого вычитания отдельные максимумы и минимумы, наблюдаемые на суммарной кривой, в зависимости от численных значений ре-

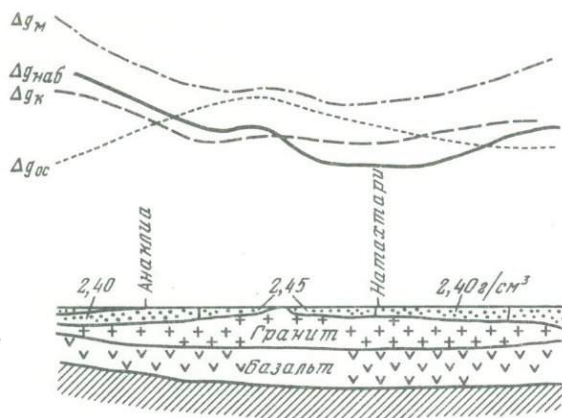


Рис. 47. Схема дифференциальных кривых  $\Delta g$  по профилю Черное море—Каспийское море на участке Грузии

гионального поля могут увеличиваться либо уменьшаться. Возможно также перемещение точек экстремальных значений [Шенгелая, 1961]. Проведение такой операции позволило получить кривую, которая по своему характеру, поведению и значению ничего общего не имеет с наблюдаемой кривой аномалии силы тяжести. Именно эту кривую следует рассматривать при интерпретации с целью изучения структурных особенностей в осадочном слое на данном участке Грузии. Аналогичная картина наблюдается и в направлении к Каспийскому морю.

Таким образом, при игнорировании влияния поверхностей Конрада и Мохоровичича земной коры, когда наблюдаемая суммарная аномалия рассматривается как результат влияния только поверхности консолидированной коры, допускаются грубые ошибки, и результаты количественных расчетов вовсе не будут соответствовать действительности.

При горизонтальном положении поверхностей раздела Конрада и Мохоровичича, когда они будут находиться на нормальных глубинах, их влияние сводится к нулю и наблюдаемую аномалию можно рассматривать как эффект влияния аномальных масс осадочного слоя. Однако это редко имеет место. Что же касается орогенных областей, то здесь, как известно, строение земной коры имеет сложный характер, гравитационный эффект нижележащих слоев оказывается сильнее, поэтому при изучении осадочного комплекса необходимо выделить из суммарной гравитационной аномалии ту ее часть, которая обуславливается влиянием осадочного слоя.

Рассматривая вопрос разделения наблюдаемого гравитационного поля, необходимо коснуться пересчета или трансформации гравитационного поля в верхнее полупространство.

С целью разделения наблюдаемого гравитационного поля, как об этом было сказано выше, нередко прибегают к пересчетам аномалии, причем считают, что гравитационный эффект от неоднородности строения земной коры можно уменьшить или полностью подавить. Таким образом можно качественно исследовать геологические причины наблюдаемых аномалий силы тяжести, получить дополнительную информацию о глубине залегания и размерах аномальных масс, а также их плотностной характеристике. Исходя из этого произведена трансформация гравитационного поля Кавказа на высотах 5, 10, 20, 30, 50, 75 и 150 км при шаге интегрирования 12,5 км [Балавадзе, 1975].

Результаты трансформации поля позволили в ряде случаев по-новому представить распределение аномальных масс в коре и дали возможность судить о плотностной неоднородности верхней мантии под Кавказом и Каспийским морем. В самом деле, на акваториях восточной части Черного моря и центральной части Каспийского моря крупные отрицательные аномалии претерпели с высотой ослабление интенсивности, причем на высоте 75 км первая из них уменьшилась в четыре раза, а вторая — лишь немногим более чем в два раза. На высоте 100 км в Черном море аномальный центр полностью исчез, а в Каспийском море уменьшился до — 30 мГал.

На суше Кавказа наблюдается и другая особенность затухания аномального поля. На высоте 5, и тем более 10 и 20 км, происходит полное сглаживание локальных аномалий и значительное уплотнение выше отмеченных крупных аномалий с определенной их деформацией. Однако лежащие на высоте 50 км в зоне Большого Кавказа Эльбрусская и Дагестанская обширные аномалии не только претерпели дальнейшее ослабление, но и оказались смещенными: первая из них — на юг, охватив северную половину Колхидской низменности, а вторая — на юго-запад, достигнув района Тбилиси. На высоте 50 км обе эти аномалии объединились с центром в районе Тбилиси. С увеличением высоты все отчетливее стал выделяться общекавказский минимум с обширным центром в области Тбилиси — Ереван ( $-40$  мГал на высоте 150 км). Весьма примечательно, что на этом фоне общекавказского регионального и Каспийского локального минимумов на высоте 150 км сохранилась остаточная аномалия ( $-20$  мГал) Вандамо-Талышского максимума в районе Талышских гор с распространением на территорию Ирана. Нулевая изоаномала, огибающая общекавказский минимум, проходит через центральную часть Черного моря, Керченский пролив, Ростов, Астрахань, форт Шевченко и залив Кара-Богаз-Гол с тенденцией замыкания через территорию северных районов Ирана и Турции.

Результаты пересчета показывают, что Кавказ в целом якобы погружен в мантию глубже, чем окружающие его регионы. Здесь, разумеется, опущено рассмотрение отдельных ондуляций основания земной коры. Неодинаковый характер затухания гравитационного поля с высотой на различных участках свидетельствует о различии латерального распределения плотности отложений и истории тектонического развития регионов.

Несмотря на получение ценной информации при пересчетах в верхнее полупространство, все-таки нет полной уверенности в определении количественного разделения гравитационного поля для различных высот. Отчетливо выделившиеся на высоте 150 км остаточные аномалии общекавказского минимума ( $-40$  мГал) и Вандамо-Талышского района ( $-20$  мГал) в некоторых случаях используются для определения плотностной неоднородности глубоких слоев Земли, в частности для выявления плотностной неоднородности верхней мантии. Однако простые расчеты показали нам несостоятельность такой интерпретации. Так, гравитационный эффект слоя  $H = 10$  км радиусом 50 км на высоте  $z = 150$  км при  $\sigma_{эф} = 0,3$  г/см<sup>3</sup> равен  $\Delta g \approx 10$  мГал, тогда как гравитационный эффект такого слоя на высоте  $z = 0$  равен  $\Delta g = 117$  мГал.

Из этих соображений явствует, что остаточные гравитационные эффекты будут иметь также и другие аномальные массы в земной коре, лежащие выше поверхности мантии. Строго говоря, остаточная гравитационная аномалия, приписываемая мантии, в нашем случае будет гораздо меньше, нежели 40 мГал. Поэтому судить о плотностной неоднородности мантии по значениям остаточной аномалии на высоте даже 150 км кажется неубедительным.

Исходя из всего изложенного в целях тектонического районирования и установления взаимосвязи между верхним и нижним этажами коры и верхней мантии Земли, для выявления плотностной неоднородности этих слоев и уточнения некоторых результатов количественной интерпретации гравитационных аномалий отдельных участков территории Кавказа и орогенных регионов следует использовать значения остаточных аномалий, перечисленных на разные уровни верхнего полупространства по картам аномалии силы тяжести после их разделения.

С целью изучения перспективных структур с точки зрения нефтегазоносности верхних этажей осадочного слоя проведена интерпретация аномалий силы тяжести для одного участка Южной Кахетии.

Определяя указанным образом численное значение гравитационного эффекта глуболежащих слоев земной коры (регионального фона) и вычитая его из наблюдаемого суммарного значения аномалии силы тяжести (полученного на основе детальной съемки), получаем гравитационную кривую, соответствующую осадочному слою. После выделения таким путем кривой локальной аномалии силы тяжести на восточном участке Самгорской нефтеносной провинции по профилю Ламбало—Гоктеби нами произведена ее количественная интерпретация.

Исследуемый участок по тектонической схеме Булеишвили [1960] находится в Базалети-Ширакской подзоне Грузинской глыбы, в строении которой принимают участие отложения начиная от эоцена и до апшерона включительно. Особенно широко развиты

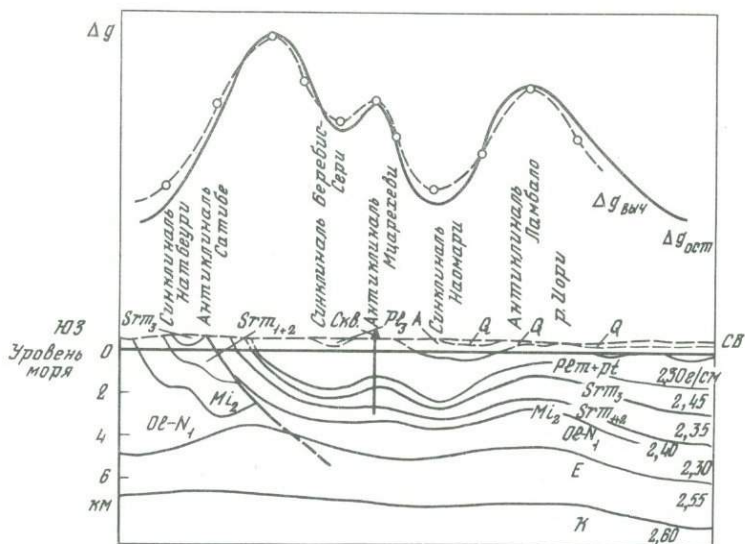


Рис. 48. Схематический разрез строения осадочного слоя по профилю антиклиналь Сатиба — антиклиналь Ламбало (Восточная Грузия, Южный Кахети)

1 — петроплотностные границы, 2 — разлом

пресноводные континентальные верхнемиоценовые и нижнеплиоценовые образования, слагающие ряд широких синклиналиных депрессий. Эти синклинали разобраны узкими крутыми и опрокинутыми на юг антиклиналями, простирание которых совпадает с общекавказским направлением. Таким образом, для этой подзоны, как и для ряда других подзон Грузинской глыбы, характерен покровный тип складчатости, интенсивность которой с глубиной резко уменьшается.

Этот профиль пересекает вкрест простирания хорошо выявленные на этом участке антиклинальные складки Ламбало, Мцарехеви и Сатибе и синклинали Наомари, Беребис-Сери и Натбеури.

При интерпретации принимались во внимание геологические данные о литологии и мощности отдельных стратиграфических единиц и, что самое главное, плотностные характеристики развитых здесь пород. Средние плотности отдельных стратиграфических единиц изучены довольно подробно и составляют (в г/см<sup>3</sup>):

Апшерон—Акчагыл (конгломераты, песчаники)	2,30
Ширакская свита (конгломераты, глины)	2,30
Верхний сармат (конгломераты, глины)	2,45
Средний и нижний сармат (глины, песчаники)	2,35
Средний миоцен (глины)	2,40
Майкоп (глины)	2,30
Эоцен (песчаники)	2,55
Мезозой (известняки, порфириды, туфы)	2,60

Судя по этим данным, рассматриваемый участок, так же как и вся территория Южной Кахети, сложен из пород, характеризующихся близкими средними плотностями, что создает неблагоприятные условия для интерпретации гравитационного поля. Однако наблюдается значительный перепад плотностей поверхности эоценовых отложений.

Результаты вторичной, проведенной с учетом новых данных сейсморазведки, количественной интерпретации приведены на рис. 48, из рассмотрения которого видно, что наблюдаемые максимумы на кривой аномалии силы тяжести соответствуют антиклиналям Сатибе, Мцарехеви и Ламбало. Такие же соответствия находят в синклиналиных складках Натбеури и Наомари с минимумами на кривой  $\Delta g$ .

Что же касается синклиналиной складки Беребис-Сери, то она не находит своего отображения ни на наблюдаемой, ни на вычисленной кривых  $\Delta g$ . Соответствующий ей максимум смещен к северо-востоку по отношению к хорошо выраженному на поверхности своду довольно большой структуры — антиклинали Сатибе.

Вычисления показали, что этот максимум, по всей вероятности, обуславливается поднятием под ним более плотных отложений эоцена и мезозоя.

Ввиду того что поднятие плотных масс на глубине оказывает влияние также и на соседние участки, нечетко выявлен гравитационный минимум над синклиналию Бер-бис-Сери.

Второй максимум соответствует погребенной части антиклинали Ламбало. Интерпретация кривой аномалии силы тяжести на этом участке дает основание допустить, что формирование структуры происходило без каких-либо особых дизъюнктивных нарушений. И поднятие всего комплекса осадочного слоя по одной общей линии простирается дает соответствующие максимумы  $\Delta g$  с предполагаемым сводом антиклинали Ламбало. Антиклинальная складка Мцарехеви, которая находит свое отображение на кривой  $\Delta g$  в виде незначительного максимума, на глубине почти полностью выполняется.

Таким образом, в создании гравитационного фона наряду с верхнетретичными отложениями участвуют и даже преобладают эоценовые и частично мезозойские отложения. Разумеется, относительно более точные результаты могут быть получены при наличии четких поверхностей раздела в осадочном слое (четкая плотностная дифференциация), например, при исследовании структур кровли мезозойских отложений, непосредственно перекрывающихся менее плотными верхнетретичными отложениями.

Когда положения поверхностей Конрада и Мохоровичича совпадают с нормальными поверхностями раздела нормальной земной коры, наблюдаемая гравитационная аномалия является эффектом неравномерного распределения плотности непосредственно в седиментном слое. В этом случае для выделения аномальных масс внутри этого слоя применяются методы локализации аномалии силы тяжести. Необходимость их применения особенно ярко выражается при наличии значительных неоднородностей и довольно больших мощностей осадочного чехла.

Существующие методы локализации аномалии силы тяжести позволяют исключить из наблюдаемых значений постоянный или линейно меняющийся фон гравитационного поля. Если изменение исключаемых аномалий в пределах исследуемого поля происходит по квадратно-параболическому закону, то его влияние на локализованную (вариационную, остаточную) аномалию после применения существующих методов локализации сводится к постоянной величине. Кроме того, некоторые методы локализации не дают возможности подавить случайные ошибки измерения. Анализ гравитационных данных для большинства участков дает основание считать, что исключаемое гравитационное поле меняется не по линейному, а по параболическому закону.

Для исключения из наблюдаемого гравитационного поля влияния регионального фона, изменяющегося по параболическому закону, а также для исключения ошибок измерения в данной работе предлагается новый метод локализации аномалии силы тяжести [Манагадзе и др., 1976]. При этом для "профильного" варианта (двухмерный случай) нами вводится функция

$$\delta \Delta g(x, l) = \frac{1}{3} [\Delta g(x+2l) + \Delta g(x+l) + \Delta g(x)] - \frac{1}{2} [\Delta g(x+2l) + \Delta g(x)] - \frac{1}{3} [\Delta g(x-2l) + \Delta g(x-l) + \Delta g(x)] - \frac{1}{2} [\Delta g(x-2l) + \Delta g(x)] = \frac{1}{3} \left\{ \frac{1}{2} [\Delta g(x-2l) - \Delta g(x+2l) - \Delta g(x-l) + \Delta g(x+l)] \right\},$$

а для "площадного" варианта (трехмерный случай)

$$\delta \Delta g(x, y, z) = \frac{1}{5} [\Delta g(x, y) + \Delta g(x+r, y) + \Delta g(x+2r, y) + \Delta g(x+r, y+r) + \Delta g(x+r, y-r)] - \frac{1}{4} [\Delta g(x, y) + \Delta g(x+2r, y+r) + \Delta g(x+r, y) + \Delta g(x+2r, y-r)] - \frac{1}{5} [\Delta g(x-r, y) + \Delta g(x-r, y+r) + \Delta g(x, y) + \Delta g(x-r, y+r) + \Delta g(x-r, y-r)] + \frac{1}{4} [\Delta g(x-2r, y) + \Delta g(x, y) + \Delta g(x-r, y+r) + \Delta g(x-r, y-r)],$$

где  $l$  и  $r$  — параметры преобразования, от оптимального выбора которых зависит степень локализации исследуемых аномалий. Вместе с тем подразумевается, что с приме-

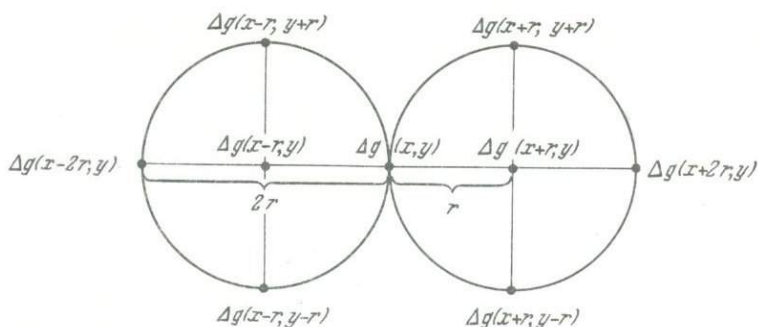


Рис. 49. Палетка для вычисления локализованной аномалии в случае "площадного" варианта

нением этих преобразований обеспечивается также исключение из исследуемых гравитационных аномалий как постоянного поля Земли, так и влияния линейно меняющегося регионального фона.

В случае "площадного" варианта в зависимости от поставленной задачи и характера исследуемого поля можно взять определенные значения аномалий в восьми, двенадцати или шестнадцати и т.д. точках (рис. 49).

При анализе карт, построенных на основе вариационных кривых функций  $\delta\Delta g(x, r)$ , надо иметь в виду, что поднятиям аномальных масс должны соответствовать нулевые изолинии вариационных функций. В случае вертикального уступа наблюдается положительное поле  $\delta\Delta g(x, r)$  на краях уступа, переходящее с обеих сторон на некоторых симметричных расстояниях в отрицательные значения.

Следует отметить, что при построении карт локализованной аномалии силы тяжести существенное значение имеет выбор оптимальных размеров сетки, который является своеобразным фильтром, позволяющим изучить особенности строения поля на разных глубинах. Именно поэтому разумный выбор  $r$  сетки ведет к получению эффективных геологических результатов.

Дальнейшее развитие изложенных в работе представлений требует экспериментальных и теоретических исследований в двух направлениях. Важно уточнить механизм гравитационного воздействия на структуру земной коры факторов перестройки ее температурного режима и состава. С другой стороны, нужны более ясные представления характера реологических полей, воздействующих на гравитационные уровни в результате взаимодействия литосферы и астеносферы.

#### ABSTRACT

The monograph contains the results of a complex analysis of materials on the structure of the Caucasus' crust for specifying and checking the results of interpretation of geophysical information. Principal geologic-geophysical prerequisites of gravity model simulation of the Caucasus' crust are analysed and systematized.

The method developed by the author to compute the gravity effect of anomalous masses and the three-dimensional gravity model of the earth's crust are described. A comparative evaluation of the error in computing anomalous gravity value in the case of a three-dimensional and a two-dimensional model of the earth's crust is given.

The monograph contains the results of three-dimensional simulation of principal layers in the Caucasus' crust and the schemes of the surface consolidated crust, i.e. Conrad and Moho, as well as those of the granitic and basalt layer thicknesses. An estimation of the accuracy of the model is given. The relationship of gravity anomalies with the surface and deep-lying structures of the earth's crust and other problems pertaining to abyssal geotectonic structure of the Caucasus' crust have been studied.

The principal geologic-geophysical applications of the gravity model of the Caucasus' crust such as the structural features of the earth's crust, and the possibility of applying gravimetric data to seismic and tectonic zoning are considered. The importance of a three-dimensional gravity model as a basis for dividing the observed gravity field of the Caucasus' territory is revealed. A new method for localizing gravity anomalies is proposed.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абакелия М.С.* Гравитационные аномалии и геологическое строение Куринской депрессии. — *Тр./Геол. ин-т АН ГССР*, 1959, с. 219—228.
- Абакелия М.С.* Некоторые геотектонические сопоставления между Кюрдмирским "мостом" Азербайджана и Дзирульским кристаллическим массивом Грузии. — В кн.: *Вопросы геологии Грузии*. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1964, с. 459—470.
- Абакелия М.С.* О глубинном строении Кавказа. — В кн.: *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными*. Киев: Наук. думка, 1971, с. 178—180.
- Авдулов М.В.* О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1962, № 2, с. 67—74.
- Авдулов М.В.* Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе. — *Сов. геология*, 1963, № 9, с. 73—90.
- Авдулов М.В.* Строение земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований. — *Геотектоника*, 1969, № 2, с. 119—123.
- Адамия Ш.А.* Доюрские отложения Грузии и их сопоставление с синхронными отложениями других областей Кавказа. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1968. 291 с.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Геодинамика Кавказа. Опыт палинстратических реконструкций. — В кн.: *II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл.* Тбилиси, 1980, с. 5—9.
- Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П.* и др. Геолого-геофизическое строение земной коры и верхней мантии Крымско-Кавказского сегмента среднеземноморского складчатого пояса. — В кн.: *Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии*. М.: Наука, 1977а, с. 70—84.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С.* и др. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — *Геотектоника*, 1974, № 1, с. 78—94.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере Альпийской истории Кавказа. — *Геотектоника*, 1977б, № 4, с. 88—103.
- Адамия Ш.А., Шенгелая Г.Ш.* Физические свойства, состав, возраст и происхождение осадочного слоя центральной части Черного моря. — В кн.: *Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах: Материалы IV Всесоюз. совещ.* Тбилиси, 1974, с. 201—203.
- Алексидзе М.А., Картвелишвили К.М.* Нормальная формула силы тяжести для региональной геологической интерпретации. — *Сообщ. АН ГССР*, 1975, т. 79, с. 593—596.
- Али-Заде А.А., Ахмедов Г.А., Ахмедов А.М.* и др. Глубинное строение земной коры Азербайджана и прилегающих акваторий среднего и южного Каспия. — *Изв. АН АзССР. Науки о Земле*, 1968, № 5, с. 3—11.
- Али-Заде А.А., Ахмедов Г.А., Куликов В.И.* Глубинное строение Азербайджана по геолого-геофизическим данным. — В кн.: *Тр. XXII сес. Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов*. М.: Недра, 1965, с. 155—167.
- Али-Заде А.А., Цимельзон И.О.* Глубинное строение Азербайджана. — *Геотектоника*, 1966, № 3, с. 51—59.
- Ананьин И.В.* Северный Кавказ. — В кн.: *Сейсмическое районирование СССР*. М.: Наука, 1968, с. 254—270.
- Ананьин И.В.* Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 147 с.
- Андреев Б.А.* Геофизические методы в региональной структурной геологии. Л.: Госгеолтехиздат, 1960. 260 с.
- Аракелян Р.А.* Палеозой. — В кн.: *Геология Армянской ССР*. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964, т. 2, с. 21—148.
- Артемьев М.Е., Балавадзе Б.К.* Изостазия Кавказа. — *Геотектоника*, 1973, № 6, с. 20—33.
- Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа. — *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1979, № 10, с. 77—92.
- Асланян А.Т.* Некоторые вопросы тектоники и магматизма Тавро-Кавказской геосинклинали. — В кн.: *Магматизм, метаморфизм и метасоматизм*. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, с. 269—270.
- Афанасьев Г.Д., Баяк Е.И.* О физических свойствах некоторых горных пород Индии и Цейлона и их абсолютном возрасте. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1964, № 3, с. 22—41.
- Балавадзе Б.К.* Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1957. 126 с.
- Балавадзе Б.К.* Метод изучения структуры земной коры по аномалиям силы тяжести. — *Геофиз. сб. АН УССР*, 1971, т. 42, с. 7—14.
- Балавадзе Б.К.* К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий. — *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1975, № 2, с. 75—83.
- Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К.* Строение зем-

- ной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным: Докл. советских геологов. — В кн.: Тр. XXI сес. Междунар. геол. конгр. М., 1960, с. 82—90.
- Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К., Шенгелая Г.Ш.* и др. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа. — Геотектоника, 1966а, № 3, с. 30—40.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш.* Определение плотности слоев путем подземных измерений силы тяжести. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1958, т. 17, с. 447—456.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш., Картвелишвили К.М.* и др. К изучению гравитационного поля территории Большого Кавказа. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1960, т. 19, с. 199—216.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш.* Основные черты строения земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6, с. 131—140.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш.* Плотности горных пород территории Большого Кавказа. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1963, т. 22, с. 153—170.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш.* Гравиметрическое исследование строения земной коры по линии Ахалкалаки—Мизур—Степное (Кавказ). — Сов. геология, 1965, № 12, с. 93—99.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш.* Некоторые особенности строения земной коры на Кавказе. — Геофиз. сб. АН УССР, 1966, вып. 15, с. 70—75.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш.* О плотности базальтового слоя земной коры. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968, с. 83—87.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш., Картвелишвили К.М.* и др. Результаты определения средних плотностей горных массивов гравиметрическим методом на территории Большого Кавказа. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1966б, т. 24, с. 152—156.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш., Миндели П.Ш.* Гравитационная модель земной коры Кавказа и акватории Каспийского моря. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 149—158.
- Баратов Р.Б., Мушкин И.В.* Трубки взрыва и актуальные проблемы геологии. — В кн.: Будущее науки: Междунар. ежегодник. М.: Знание, 1979, вып. 12, с. 216—222.
- Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Берч Ф.* Физика земной коры. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 114—130.
- Бройсман А.Р., Гребнева И.Л., Говв А.И.* и др. Основные черты тектоники складчатого фундамента восточного Предкавказья по данным региональных геофизических исследований. — Сов. геология, 1971, № 1, с. 128—133.
- Брюсов Б.А.* Некоторые результаты геофизических исследований на территории Западного Кавказа. — Журн. прикл. геофизики, 1963, вып. 36, с. 236—252.
- Брюсов Б.А., Елифанов А.А.* Возможности оценки плотностей основных глубинных границ раздела земной коры методом многофакторной корреляции гравиметрических и сейсмических данных. — Журн. прикл. геофизики, 1970, вып. 60, с. 135—142.
- Булеишвили Д.А.* Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. М.: Гостехиздат, 1960. 238 с.
- Булмасов А.П.* О связи региональных магнитных аномалий Сибирской платформы с базальтовым слоем земной коры. — Геология и геофизика, 1962, № 7, с. 32—45.
- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Павленкова Н.И.* Комплексная геофизическая модель юга Европейской части СССР. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 137—149.
- Бюс Е.И.* Сейсмические условия Закавказья. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1952. 175 с.
- Бюс Е.И., Цхакая А.Д., Рубинштейн М.М.* Грузия. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 242—253.
- Варламов Д.А., Коннов Ю.К., Фельдман И.С.* Исследования в восточном Предкавказье. — В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975, с. 87—92.
- Винник Л.П., Гордзиковская А.А., Патарая Е.И.* и др. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978а, № 7, с. 22—31.
- Винник Л.П., Лукк А.Л., Мирзакурбанов М.* Количественный анализ скоростных неоднородностей верхней мантии Памиро-Гиндукуша. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978б, № 5, с. 3—16.
- Воларович М.П.* Исследования физических свойств горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 10, с. 21—23.
- Воларович М.П., Баюк Е.И., Левыкин А.И.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1974. 223 с.
- Воларович М.П., Вольнец Л.Н., Левшин А.Л.* Вещественный состав земной коры и верхней мантии по данным ГЗС в центральной Туркмении и лабораторным измерениям при высоких термодинамических параметрах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 6, с. 76—82.
- Володарский Р.Ф.* Плотность горных пород палеозойского фундамента Предкавказья. — Прикл. геофизика, 1965, вып. 41, с. 122—125.
- Вольнец Л.Н., Воларович М.П., Баюк Е.И.* Статистические характеристики скоростей упругих волн в кристаллических породах при высоких давлениях. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 5, с. 97—105.
- Вольвовский И.С.* Скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии территории СССР. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1973, с. 28—41.
- Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 268 с.
- Габриелян А.А.* Тектоническое районирование Антикавказа и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопред-

- дельных стран. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук, 1961, т. 14, № 4, с. 7—22.
- Гаджиев Р.М.* Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азернешр, 1966. 200 с.
- Гамкрелидзе П.Д.* Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966а, с. 9—21.
- Гамкрелидзе П.Д.* Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966б, № 3, с. 3—14.
- Гаркаленко И.А.* Результаты работ ГСЗ на акватории Черного моря. — В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев: Наук. думка, 1971, с. 219—231.
- Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976, 262 с.
- Геология СССР. Т. 10. Закавказье/Под ред. В.П. Ренгарбена. М.; Л.: Изд-во геол. лит., 1941. 612 с.
- Геология СССР. Т. 9. Ч. 1. Северный Кавказ/Под ред. В.А. Андрущук. М.: Недра, 1968. 759 с.
- Геология СССР. Т. 10. Ч. 1. Грузинская ССР/Под ред. П.Д. Гамкрелидзе. М.: Недра, 1964. 655 с.
- Геология СССР. Т. 43. Армянская ССР/Под ред. А.Г. Асланяна. М.: Недра, 1970, 463 с.
- Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР/Под ред. Ш.А. Азизбекова. М.: Недра, 1972. 520 с.
- Гордиенко В.В.* Тепловые модели недр континентальных регионов. — Вестн. АН УССР, 1980, № 3, с. 21—31.
- Гоцадзе О.Д.* О динамической характеристике очагов кавказских землетрясений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 3, с. 284—300.
- Гоцадзе О.Д.* К исследованию Мадатапского землетрясения. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 4, с. 85—95.
- Грузман Э.Э., Ананов Г.М., Литанишвили В.И.* Зона Альпийской складчатости: Грузинская ССР. — В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М.: Недра, 1967, с. 335—356.
- Гугунава Г.Е.* К проблеме глубинного строения Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1976, т. 84, № 1, с. 97—100.
- Гутенберг Б.* Скорости распространения сейсмических волн в земной коре. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 32—49.
- Давыдов Б.И.* Проблема высоких давлений в физике земных недр. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 16—21.
- Джанелидзе А.И.* К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т. 1, с. 269—279.
- Диасамидзе Ш.П., Иоселиани М.С., Раджабов М.М.* Сейсмическая модель земной коры в колхидской низменности. — Сообщ. АН ГССР, 1980, т. 97, № 1, с. 77—79.
- Дортман Н.Б.* Плотность различных петрографических групп интрузивных пород. — В кн.: Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М.: Недра, 1964, с. 75—80.
- Дортман Н.Б.* Петрофизическая характеристика платформы и складчатых областей. — В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968, т. 2, с. 38—48.
- Дортман Н.Б.* Плотность магматических пород. — В кн.: Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Недра, 1976, с. 62—75.
- Дубинский А.Я.* Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы. — Сов. геология, 1962, № 6, с. 17—32.
- Дюков А.И.* Основные элементы тектоники Восточного Днэбасса и западной части вала Карпинского по геофизическим данным. — Геофиз. разведка, 1964, вып. 15, с. 51—80.
- Егоркина Г.В.* Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным обменных волн. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 199—205.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М.* и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. — Сов. геология, 1973, № 6, с. 80—91.
- Егоркина Г.В., Халевин Н.И.* Структура некоторых офиолитовых поясов по сейсмическим данным. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 62—69.
- Епинятова А.М.* Скорость распространения сейсмических волн в кристаллических и метаморфических породах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2, с. 93—106.
- Жонголович И.Д.* О редукциях силы тяжести. — Тр. ЦНИИГАиК, 1949, вып. 68, с. 11—63.
- Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 479 с.
- Зорин Ю.А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
- Иванов В.К., Микельсон Э.Э.* Плотность и магнитные свойства некоторых горных пород северо-восточной части Малого Кавказа. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1974, т. 33, с. 106—128.
- Инструкция по гравиметрической разведке/Под ред. К.Е. Веселова. М.: Недра, 1975. 86 с.
- Иоселиани М.С.* Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Тбилиси: Мецниереба, 1969. 236 с.
- Карапетян Н.К.* Изучение землетрясений и строение земной коры Малого Кавказа: Дис. ... канд. физ.-мат. наук./Геофиз. инт АН СССР. М., 1953.
- Карапетян Н.К., Мкртчян С.С., Леффенгольц К.Н.* Армения. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 214—226.
- Картвелишвили К.М.* К вопросу пересчета аномалий силы тяжести в аномалию вертикального градиента силы тяжести. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 8, с. 1171—1177.
- Картвелишвили К.М.* Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1982.

- Картвелишвили К.М., Габуния А.И.* Сила тяжести нормальной Земли, заданной в форме неуровненного эллипсоида вращения. — Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 88, № 1, с. 63–68.
- Карус Е.В., Краснопецев Г.В., Резанов И.А.* Использование динамики сейсмических волн для выяснения геологической природы сейсмических границ в земной коре. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 100–106.
- Кетин И.* Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). — Геотектоника, 1968, № 3, с. 61–71.
- Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А.* и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 340 с.
- Книппер А.Л., Марков М.С.* Состав, строение и эволюция "базальтового" слоя земной коры. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии: Тез. докл. М., 1975, с. 14–15.
- Козловский Е.А.* Кольская сверхглубокая скважина. — В мире науки, 1984, № 3, с. 38–49.
- Косминская И.П.* Строение земной коры по сейсмическим данным. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, № 4, с. 25–38.
- Краснопецева Г.В.* Глубинное строение Кавказа. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 190–199.
- Краснопецева Г.В., Матушкин Б.А., Попов И.А.* Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград–Нахичевань. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 43–49.
- Краснопецева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И.* Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное–Бакуриани на Кавказе. — Сов. геология, 1970, № 8, с. 111–120.
- Красовский С.С.* Гравитационное моделирование градиентно-слоистых структур земной коры. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 6, с. 38–51.
- Красовский С.С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наук. думка, 1981. 262 с.
- Кутас Р.И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 148 с.
- Лебедев Т.С.* Физические свойства пород литосферы в условиях больших глубин. — В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 98–117.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А.* Упругие характеристики минерального вещества в термобарических условиях земных недр. — Acta Geodaet, Geophys. Montanist. Acad. Sci. Hung., 1979, т. 14 (1/2), p. 181–226.
- Лебедев Т.С., Орищенко И.В.* Прогнозирование возможного минерального состава пород на больших глубинах. — Геофиз. журн., 1980, т. 2, № 4, с. 3–11.
- Левецкая А.Я.* О землетрясениях в приказбекском районе. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 5 (132), с. 32–37.
- Левикин А.И., Фарберов А.И.* Упругие параметры эффузивов и ксенолитов вулканов Камчатки при давлениях до 27 кбар. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. думка, 1971, с. 162–169.
- Лукавченко П.И.* Таблицы и номограммы для вычисления поправок силы тяжести на рельеф местности при съемке с гравиметрами. М.: Гостоптехиздат, 1951. 41 с.
- Люстих Е.Н.* Геологический смысл различных методов вычисления аномалии силы тяжести. — Тр. Ин-та теорет. геофизики, 1947, т. 3, с. 3–45.
- Люстих Е.Н.* Аномалия силы тяжести и глубинная тектоника Индонезии и других островных дуг. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 26 (153), с. 160–197.
- Люстих Е.Н.* Изостазия и изостатические гипотезы. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 38 (165), с. 87–89.
- Магницкий В.А.* Основы физики Земли. М.: Геодезиздат, 1953. 290 с.
- Манагадзе Г.Д., Шенгелая Г.Ш., Хундадзе Н.Ш.* О локализации аномалии силы тяжести и способе ее интерпретации. — Сообщ. АН ГССР, 1976, т. 81, № 1, с. 78–80.
- Мартирасова А.О., Прозорович Э.А.* Зона альпийской складчатости Азербайджанской ССР. — В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М.: Недра, 1967, с. 357–396.
- Мигаль Н.* Два слова о редукциях силы тяжести. — Докл. АН СССР, 1939, т. 23, № 2, с. 146–148.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Муратов М.В.* История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2, с. 3–24.
- Муратов М.В.* Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. — Геотектоника, 1965, № 6, с. 3–18.
- Мурусидзе Г.Я.* Строение земной коры и верхней мантии Грузии и сопредельных районов по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 169 с.
- Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Лунарский Г.Н.* и др. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Океанология. М.: Наука, 1966, т. 6, вып. 1, с. 98–108.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР/Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Оганесян Ш.С.* Связь аномалий силы тяжести с сейсмичностью (на примере Араратской котловины и сопредельных с ней районов Армянской ССР). — Докл. АН АрмССР, 1958, т. 26, № 2, с. 77–80.
- Оганесян Ш.С.* О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР, 1966, т. 19, № 1/2, с. 132–138.
- Оганесян Ш.С.* Гравитационное поле и его геологическое истолкование. — В кн.: Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972а, т. 10, с. 49–80.
- Оганесян Ш.С.* Физические свойства горных пород и руд. — В кн.: Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972б, т. 10, с. 19–35.
- Оганесян Ш.С.* Строение земной коры территории Армении по гравиметрическим дан-

- ным. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979, с. 158—161.
- Паффенгольц К.Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АрмССР, 1959. 506 с.
- Петрушевский Б.А.* Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. — *Тр. Геофиз. ин-та АН СССР*, 1955, № 28 (155), с. 5—56.
- Померанцева И.В., Мозженко А.Н., Егоркина Г.В.* и др. Результаты изучения строения земной коры и верхней мантии с помощью станции "Земля" в Азово-Кубанской впадине. — *Прикл. геофизика*, 1969, вып. 55, с. 70—83.
- Полов Е.А.* Глубинная структура Кавказа и сопредельных районов. — *Геофиз. бюл. Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН СССР*, 1974; № 27, с. 49—57.
- Полов К.К., Мячковская Н.А., Нелепченко А.В.* и др. Предкавказский передовой прогиб (западная часть). — В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М.: Недра, 1967, с. 288—312.
- Пустильников М.Р., Корнеев В.И., Авербах А.Г.* и др. К вопросу о глубинном строении Западного Предкавказья. — *Сов. геология*, 1969, № 1, с. 31—37.
- Пустильников М.Р., Семенов А.В.* О связи гравитационного поля со структурами земной коры в пределах Западного Предкавказья. — *Геофиз. сб. АН УССР*, 1973, № 54, с. 25—34.
- Раджабов М.М.* Особенности строения консолидированной коры Азербайджана по данным ГСЗ и КМПВ. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 205—211.
- Раджабов М.М., Ризгер Р.Р.* О неоднородности строения кристаллического фундамента в Куринской впадине. — *Докл. АН АзССР*, 1970, т. 26, № 4, с. 52—56.
- Райков Н.В.* О возможности наблюдения фазы А Мохоровичича при Кавказских землетрясениях. — *Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР*, 1930, вып. 12.
- Ренгартен В.П.* Общий очерк тектоники Кавказа. — В кн.: *Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. М.*, 1939, т. 2, с. 415—426.
- Розова Е.А.* Глубинное строение земной коры Кавказа. — *Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР*, 1939, № 94, с. 23—24.
- Рубинштейн М.М., Цхакая А.Д.* Сейсмотектонические особенности Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья. — *Тр. Геофиз. ин-та АН СССР*, 1958, т. 17, с. 161—175.
- Саваренский Е.Ф., Киринос Д.П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.; Л.: Гостехиздат, 1959. 343 с.
- Саваренский Е.Ф., Сихарулидзе Д.И., Баграмян А.Х.* Дисперсия поверхностных сейсмических волн и строение земной коры Кавказа. — В кн.: Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980, с. 72—78.
- Семенов В.Н.* Основные черты строения фундамента Скифско-Туранской плиты Юга СССР. — В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975, с. 34—48.
- Сироткина Т.Н.* Региональное гравитационное поле Кавказа и его геологическое истолкование. — *Сов. геология*, 1979, № 3, с. 109—116.
- Сихарулидзе Д.И.* Строение Земли по поверхностным волнам. Тбилиси: Мецниереба, 1978. 247 с.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В.* Общие методические выводы. — В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев: Наук. думка, 1971, с. 245—256.
- Сорокин Л.В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1953. 483 с.
- Справочник геофизика/Под ред. Е.А. Мудрецовой.* М.: Недра, 1968. Т. 5. 512 с.
- Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах.* М.: Недра, 1978. 238 с.
- Татевосян Л.К.* Некоторые особенности глубинного строения земной коры в Азербайджане по данным гравиметрии. — *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.*, 1958, № 5, с. 643—647.
- Твалтвадзе Г.К.* Строение земной коры в Грузии и построение системы теоретических годографов. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1960. 144 с.
- Твалтвадзе Г.К.* Строение земной коры на Кавказе по геофизическим данным. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 35—42.
- Твалтвадзе Г.К., Иоселиани М.С., Сихарулидзе Д.И.* и др. К вопросу строения земной коры западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы. — *Тр. Ин-та геофизики АН ГССР*, 1966, т. 24, с. 81—86.
- Тедеев Р.В.* Влияние температуры на скорость упругих волн в горных породах при высоких давлениях: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук/Ин-т физики Земли АН СССР. М., 1972. 24 с.
- Тихонов А.П., Буланже Ю.Д.* Об осреднении гравиметрических полей. — *Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.*, 1945, № 3, с. 240—260.
- Требукова Б.Д.* Результаты работы по методу ГСЗ на суше в Азербайджанской ССР. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1962, с. 206—216.
- Федынский В.В.* Гравиметрический метод разведки в нефтяной промышленности. — *Журн. прикл. геофизики*, 1950, № 7, с. 68—84.
- Федынский В.В.* Разведочная геофизика. М.: Недра, 1967. 672 с.
- Фотиади Э.З.* Геологическое строение Русской платформы по данным региональных исследований и опорного бурения. М.: Гостоптехиздат, 1958. 244 с. (Тр. ВНИИ методов разведки; Вып. 1).
- Хаин В.Е.* К истории геологического развития Куринской впадины. — *Тр. Ин-та геологии и минералогии АН ГССР*, 1951, с. 439—468.
- Хаин В.Е.* Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. — *Тр. Геол. ин-та АН ГССР*, 1959, с. 417—425.
- Хаин В.Е.* Тектоническое районирование. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1968, т. 9, ч. 1, с. 566—571.
- Хаин В.Е.* Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (статья вторая). — *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология.*, 1969, № 1, с. 3—25.

- Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1, с. 13—27.
- Хитаров Н.И. Глубинные процессы и задачи экспериментального исследования. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—15.
- Хорева Б.Я. Значение плотности интрузивных пород в различных регионах СССР. — В кн.: Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М.: Недра, 1964, с. 69—75.
- Цимельзон И.О. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. — Сов. геология, 1965, № 4, с. 103—112.
- Цхакая А.Д., Папалашвили В.Г. Сейсмические условия Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 114 с.
- Чекунов А.В., Харитонов О.М., Дачев Х. и др. Структура основных границ земной коры и геофизические поля. — В кн.: Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980. 206 с.
- Шемпелев А.Г. О глубинном выражении главного Кавказского надвига. — Геотектоника, 1978, № 6, с. 57—65.
- Шенгелая Г.Ш. Некоторые результаты изучения плотности горных пород территории южной части Восточной Грузии. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1957, т. 16, с. 231—235.
- Шенгелая Г.Ш. Некоторые результаты определения плотности горных пород территории восточной части Большого Кавказа. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1959, т. 18, с. 189—197.
- Шенгелая Г.Ш. К вопросу разделения гравитационного поля и геологической интерпретации локальной аномалии силы тяжести. — Сообщ. АН ГССР, 1961, т. 27, № 4, с. 399—404.
- Шенгелая Г.Ш. Геологическое строение западной части Куринской депрессии по гравиметрическим данным. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1962, т. 20, с. 183—194.
- Шенгелая Г.Ш. К вопросу использования гравиметрических данных в деле сейсмического районирования. — Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1963, т. 21, с. 237—247.
- Шенгелая Г.Ш. О плотности слоев земной коры на Кавказе. — В кн.: Тез. IX науч. сес. Ин-та геофизики АН ГССР. Тбилиси, 1967, с. 13—14.
- Шенгелая Г.Ш. Строение земной коры в западной части бассейна р. Куры. Тбилиси: Мецниереба, 1968. 177 с.
- Шенгелая Г.Ш. Трехмерная модель земной коры и разделение гравитационного поля на локальные и региональные составляющие. — Тр. Тбил. ун-та. Сер. геогр. и геол., 1976, № 172, с. 11—21.
- Шенгелая Г.Ш. Метод построения трехмерной гравитационной модели земной коры. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1978а. 262с.
- Шенгелая Г.Ш. Трехмерная гравитационная модель глубинного строения земной коры Кавказа. — Сов. геология, 1978б, № 12, с. 102—107.
- Шенгелая Г.Ш. Об аномальной плотности и гравитационном эффекте слоев земной коры и верхней мантии. — Сообщ. АН ГССР, 1980, т. 97, № 1, с. 85—88.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана. — Геотектоника, 1966, № 1, с. 3—21.
- Зрептоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. — Геотектоника, 1967, № 2, с. 31—47.
- Юров Ю.Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. — Сов. геология, 1963, № 9, с. 113—118.
- Юров Ю.Г., Ефимкина З.Н. Результаты сопоставления данных ГСЗ и гравиметрия. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 53—67.
- Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart: F. Enke Verl., 1976. 148 p.
- Christensen N.Y. Compressional wave velocities in rocks of high temperatures and pressures, critical thermal gradients and crustal low velocity zones. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N 10, p. 6849—6858.
- Geological map of Turkey, 1:500 000. Ankara, 1961—1964.
- Mende R. Prilog pitanju redukcija posmatranih vrednosti sile zemljine tere. — Geol. list., 1959, sv. 13(36), N 1/3, s. 3—20.
- Supplement to the Iranian National Report on gravity measurements in Iran to the International Gravity Commission in Paris, Sept. 1965, Presented by the Inst. of Geophys. of the Tehran University. Tehran, 1965.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	5
Глава 1. Основные геолого-геофизические предпосылки построения трехмерной гравитационной модели земной коры Кавказа .....	7
1.1. Гравитационное поле Кавказа .....	7
1.2. Данные сейсмических исследований земной коры .....	11
1.3. Петрофизическая (петроплотностная) характеристика слоев земной коры .....	24
1.4. Данные гравиметрической изученности строения земной коры .....	72
Глава 2. Метод построения трехмерной гравитационной модели земной коры .....	75
2.1. Сущность метода .....	75
2.2. Гравитационные эффекты в двух- и трехмерной моделях земной коры .....	83
Глава 3. Трехмерная гравитационная модель земной коры Кавказа .....	86
3.1. Результаты построения гравитационной модели земной коры .....	86
3.2. Устойчивость построения гравитационной модели земной коры и выбор эффективной плотности аномальных масс .....	92
3.3. Корреляционная зависимость плотности от скорости упругих волн в слоях консолидированной коры .....	95
Глава 4. Некоторые геолого-геофизические приложения гравитационной модели земной коры Кавказа .....	97
4.1. Основные особенности строения земной коры .....	97
4.2. Использование гравиметрических данных при сейсмическом районировании .....	107
4.3. Трехслойная гравитационная модель земной коры как основа разделения наблюдаемого гравитационного поля .....	111
Abstract .....	119
Литература .....	120

---

## CONTENTS

<b>Introduction</b> .....	5
<b>Chapter 1. Principal geologic-geophysical prerequisites of a three-dimensional gravity model of the Caucasus' crust</b> .....	7
1.1. The gravity field .....	7
1.2. Seismic exploration data on the Caucasus' crust .....	11
1.3. A petrophysical ( petrodensity) characteristic of the layers of the earth's crust .....	24
1.4. Gravimetric exploration data on the structure of the earth's crust .....	72
<b>Chapter 2. The method for a three-dimensional gravity simulation of the earth's crust</b> .....	75
2.1. The essence of the method .....	75
2.2. Gravity effects of two- and three-dimensional models of the earth's crust .....	83
<b>Chapter 3. Three-dimensional gravity model of the Caucasus' crust</b> .....	86
3.1. Results of the simulation model of the earth's crust .....	86
3.2. Stability of the construction of the earth's crust gravity model and the choice of an effective density of the anomaly-forming masses .....	92
3.3. Correlation dependence of density versus elastic wave velocity in layers of the consolidated crust .....	95
<b>Chapter 4. Certain geologic-geophysical applications of the gravity model of the Caucasus' crust</b> . . .	97
4.1. Basic structural features of the earth's crust .....	97
4.2. Applying gravimetric data to seismic zoning .....	107
4.3. A three layer gravity model of the earth's crust as a basis for dividing the observed gravity field .....	111
<b>Abstract</b> .....	119
<b>References</b> .....	120

Гурам Шалвович Шенгелая.

**ГРАВИТАЦИОННАЯ  
МОДЕЛЬ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
КАВКАЗА**

*Утверждено к печати  
Международным геофизическим  
комитетом при Президиуме Академии наук СССР*

Редактор  
*Л.А. Графова*  
Редактор издательства  
*Л.Е. Кононенко*  
Технический редактор  
*Л.Н. Богданова*  
Корректор  
*В.П. Крылова*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27982

Подписано к печати 06.08.84. Т—11055  
Формат 70х100 1/16. Бумага офсетная  
Гарнитура Универс.  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 10.4. Усл.кр.-отт. 10,6  
Уч.-изд.л. 12,2. Тираж 700 экз. Тип. зак. 1812  
Цена 2 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 руб.

4221