

Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили

Институт геофизики им. М. Нодиа

**Н.П. Гамкрелидзе, С.А. Гонгадзе, П.Ш. Миндели,
Д.К. Кириа, О.В. Яволовская**

ФИЗИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ ГРУЗИИ

**Институт геофизики
Тбилиси, 2012**

**Н.П. Гамкредидзе, С.А. Гонгадзе, П.Ш. Миндели,
Д.К. Кириа, О.В. Яволовская**

Физика земной коры Грузии

В данной работе рассмотрены вопросы геофизической изученности Грузии в аспекте глубинного строения земной коры.

Составлены карты петрофизических свойств горных пород, слагающих территорию. Составлена петроскоростная модель земной коры.

В этом плане интерес представляет сейсмотомография данных ближних землетрясений Кавказа и глубинного сейсмического зондирования.

В результате обработки данных землетрясений:

- а) уточнено районирование территории Кавказа по сейсмичности;
- б) изучено изменение сейсмического режима в земной коре Кавказа во времени;
- в) впервые обнаружена расслоенность земной коры Кавказского сегмента Альпийской тектонической системы на абсолютных глубинах $-1\div-5$ км, $-22\div-25$ км и полная корреляционная зависимость по форме и глубине первого слоя от второго, а также рельефа дневной поверхности;
- г) установлено, что тектоническая система Кавказа развита на зональности глубинных разломов, не наблюдаемых геологически на поверхности.

Результаты, изложенные в пунктах в, г, довольно неожиданы и требуют комментариев специалистов, опробации и, конечно же, объяснения.

Редактор:

доктор физико-математических наук К.З. Картвелишвили

N.P. Gamkrelidze, S.A. Ghonghadze, P.Sh. Mindeli, D.K.Kiria, O.V. Yavolovskaya

The Physics of the Earth's Crust of the Territory of Georgia

The work considers problems of geophysical study of the territory of Georgia in the aspect of deep structure of the earth's crust.

Maps of petrophysical properties of the rocks that make up the territory as well as petro-velocity model of the earth's crust were worked out.

In this respect a seismic tomography of the data of the close-by earthquakes of the Caucasus and the deep seismic sounding are of much interest.

As a result of the processing of the data of the earthquakes:

- a) the zoning of the territory of the Caucasus has been specified;
- b) the change of the seismic regime in the earth's crust of the Caucasus in time has been studied;
- c) for the first time the bedding of the earth's crust of the Caucasian segment of the Alpine tectonic system at the absolute depth of $-1\div-5$ km, $-22\div-25$ km as well as the full correlation by form and depth of the first layer upon the second one and the relief of the day surface have been discovered;
- d) it was established that the tectonic system of the Caucasus has been developed based on the zoning of the deep structures not observed geologically over the surface.

The results stated in the points c and d are rather surprising and need comments and explanation on the part of the experts.

Оглавление.

Введение.....	5
<i>Глава 1.</i> Краткая географическая и морфологическая характеристика территории, как факторы в аспекте выполнения геофизических съемок.....	6
1.1. Физико-географические и морфологические сведения.....	6
1.2. Рельеф и морфологические элементы в связи с условиями геофизических исследований.....	7
<i>Глава 2.</i> Обзор изученности территории Грузии методами геофизики.....	11
2.1. Петрофизическая изученность.....	11
2.2. Изученность методами магнитной разведки.....	13
2.3. Изученность территории Грузии методом гравиметрии.....	18
2.4. Изученность территории методами сейсморазведки.....	22
<i>Глава 3.</i> Физические свойства горных пород.....	26
3.1. Петрофизика и ее геологическое толкование (в связи с геологическим строением).....	27
3.2. Магнитные свойства горных пород и руд, петромагнитные модели осадочного слоя и его кристаллического основания территории исследований.....	28
3.2.1. К вопросу статистической обработки материалов петромагнитных свойств горных пород.....	31
3.2.2. Методика составления петромагнитной карты Грузии масштаба 1:500000.....	40
3.2.3. Петромагнитная характеристика территории исследования.....	42
3.2.4. Намагниченность горных пород и формаций. К вопросу петромагнитного моделирования.....	53
3.3. Изучение плотностных параметров горных пород и формаций в связи с тектоникой и глубинным строением.....	60
3.3.1. Некоторые вопросы статистической обработки плотностных параметров.....	60
3.3.2. Петроплотностная характеристика территории Грузии.....	64
3.4. Скорости упругих волн в разных средах земной коры.....	89
3.4.1. Определение скоростей в различных условиях среды.....	89
3.4.2. О статистической обработке петроскоростных параметров.....	91
3.4.3. Петроскоростная характеристика территории.....	93
3.4.4. Скоростная модель осадочного слоя и частично его основания по данным сейсмокаротажа и петроскоростей.....	95
3.4.5. Определение скоростной модели земной коры по отраженным волнам, зарегистрированным методами КМПВ и ГСЗ.....	100
3.5. Связь катагенеза с петрофизикой.....	110
<i>Глава 4.</i> К построению скоростной модели земной коры Грузии по	

сейсмотомографии.....	119
<i>Глава 5. Интерпретация потенциальных полей территории Грузии</i>	
в связи с тектоническим районированием.....	131
<i>Глава 6. Опыт интерпретации некоторых вопросов сейсмологии и тектоники.....</i>	<i>139</i>
6.1.Разделение территории по сейсмичности.....	139
6.2. К вопросу оценки выделенных регионов, участков по сейсмичности.....	145
6.3. Некоторые черты тектоники по данным землетрясений.....	163
6.3.1. Краткий обзор.....	163
6.3.2. Алгоритмы статистической обработки совокупности землетрясений.....	166
6.3.3. К составлению сейсмотектонических карт территории Грузии.....	169
6.3.4. Составление распределения очагов землетрясений в вертикальной плоскости по магистральным профилям.....	170
6.3.5. “Анатомия” верхнего кристаллического слоя земной коры по данным землетрясений на примере Грузии и прилегающей к ней территории.....	190
6.3.6. Выделение «опорных» сейсмоактивных горизонтов и составление карт их морфоструктуры.....	193
6.3.7. Глубинные разломы и расслоение земной коры.....	202
6.3.8. Землетрясения в связи с молодым вулканизмом.....	206
Литература.....	217

Введение

Земля, сложное планетарное образование, наделена рядом физических особенностей: магнетизмом, гравитацией, теплотой и их полями. В ней происходят также различные процессы: геодинамические, тектонические, сейсмические, флюидные, перенесение масс, геохимические, высвобождение энергии и др. При воздействии техническими средствами, возможно, создать искусственные поля: сейсмические, электрические, электромагнитные, которые в совокупности с естественными полями являются признаками и критериями установления строения ее самой, и в ней происходящих процессов. Геофизические естественные и искусственные поля состоят из переменной и постоянной составляющих и формируются в разных оболочках Земли, и значит, являются индикаторами их строения и состояния в широком аспекте. Магнитные поля – переменные, которые формируются в верхних слоях атмосферы, постоянные (стационарные) в верхней оболочке Земли. Гравитацией наделена вся Земля, а термические источники подразумевается в глубинных горизонтах Земли. Стационарные составляющие, выражающиеся в аномальных значениях, являются предметом исследований прикладной геофизики с целью установления связи с геологическим строением внешней оболочки Земли и верхней мантии, происходящих в ней эндогенными и экзогенными процессами, а также поисками и локацией полезных ископаемых. Кроме того, некоторые горные породы обладают магнитной «памятью» с длительностью несколько миллионов лет и несут информацию (палеомагнетизм) о прошлом Земли

Объектом исследований данной работы является земная кора с верхней частью верхней мантии региона, и в ней происходящие процессы, средством изучения – гравитационные, магнитные, сейсмологические и сейсмометрические поля.

Стационарные составляющие гравимагнитных полей в свою очередь делятся на нормальную и аномальную составляющую. Последние имеют прикладное значение при изучении строения земной коры, выявления и прослеживания месторождений полезных ископаемых. Вопросы физики и состояния земной коры являются главным направлением исследований настоящей работы. Многоплановая информативность гравимагнитных полей обусловила многократное и разноотраслевое картирование этих полей наземными и аэромагнитными методами.

Геомагнитное поле является векторной величиной и состоит из T , Z , H , J , D составляющих. Наибольшей геологической информативностью обладают T и Z компоненты. В аэромагнитном методе предпочтение дается измерению T - скалярной составляющей полного вектора магнитного поля. Она является определяющей для нас в картировании и составлении различных карт аномального магнитного поля ΔT территории Грузии. Наземной магнитной разведкой территория изучена фрагментарно и в едином картографическом выражении не может быть представлена.

Особо важное значение имеют исследования гравитационного поля Земли в целом и региона в частности, с использованием вертикальной составляющей G в решении тех же, приведенных выше проблем. Каждое геологическое тело вносит свою долю в суммарный эффект полного гравитационного поля Земли. В зависимости от избытка или недостатка масс в данном теле по отношению окружающей среды, т.е. по принципу аддитивизма и суперпозиции, образуются аномалии, связанные с конкретными телами различного пространственного залегания, интерпретация которых означает определение «вещественно-петрографического» состава, геометрических форм и глубин залегания каждого из этих тел в нижнем полупространстве.

В комплексе геофизических методов в региональном плане исследований и установления нефтяных структур, главную роль играют методы сейсморазведки КМПВ, ГСЗ и ОГТ. В данной работе рассматривается интерпретация материалов КМПВ и ГСЗ.

Живым проявлением геодинамических процессов, происходящих в земных недрах, являются землетрясения. Они несут непосредственную информацию о структуре разломных дислокаций, по которым происходит перемещения масс, обмен этих масс, распространение сейсмической энергии в окружающей среде в виде сейсмических волн, которые по себе являются

признаками структурирования геологической среды, механизма очага землетрясения, прогнозирования на будущее, периодичности и интенсивности этих событий и др.

Методы: вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), теллурических токов (МТТ), магнито-электротеллурического зондирования (МТЗ) не могут быть, в должной мере, рассмотрены в связи с ограничением их объема и изучения территории данными методами, а также низкой увязки информации с глубинным строением геологической среды. Что касается исследований физических свойств (магнитных, плотностных, упругих - сейсмических скоростей) пород и руд, ограничиваемся очерком описания их в этой области в пределах использования при интерпретации соответствующих полей.

Приведенные выше методы геофизики в Грузии имеют различную историю применения, внедрения в науку и производство, исследования природы самых геофизических явлений, изучения строения и физико-петрологического состояния глубинных горизонтов Земли и происходящих в ней геодинамических, физико-геохимических процессов. В этом плане, если считать началом применения первые определения полей Земли глобального характера, гравиметрическая изученность в Грузии насчитывает, без малого, двести лет [Паррот, 1830г], магнитного поля - 150 лет [образование обсерватории в Тбилиси], сейсмологические инструментальные наблюдения ведутся с 1899 г. [сейсмическая обсерватория в Тбилиси] сейсмометрические - с 1934г., остальные ориентировочно с 1950 г. Однако интенсивные геофизические исследования территории по всем этим методам начинаются с 1950г. Следовательно, в течение этого времени накоплено огромное количество первичного фондового и архивного «полусырого» фактического материала, который по своему качеству и степени изученности территории близок к средним мировым стандартам - парадигме прошлого века (рис.2.1-5).

Материалы, приведенного выше комплекса методов с учетом петрофизических исследований и других геолого-геофизических данных, позволяют составить на более высоком уровне достоверную геолого-геофизическую модель глубинного строения. Ответить на многие проблематические вопросы, связанные с поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых, а также эндогенными и экзогенными процессами, и проследить эволюцию геологического развития региона в аспекте Альпийско-Гималайского геотектонического пояса.

По данным первичной интерпретации, упомянутые материалы содержат большую и еще до конца не раскрытую геолого-геофизическую информацию по различным насущным научным и прикладным значимым проблемам - геологического развития и формирования региона. Эта информация, находясь в скрытой форме, требует выявления и систематизации, интерпретации современными методами с компьютерным программным обеспечением и, наконец, обобщения. Для выполнения этих задач надо было иметь материально (компьютерный банк геофизических данных) - методическо-теоретическую основу, которая была подготовлена впоследствии для следующего этапа работ.

Данная работа была запланирована проектом Национального гранта Республики Грузия и авторы данной монографии постарались достойно выполнить эту задачу.

Глава 1. Краткая географическая и морфологическая характеристика территории, как факторы в аспекте выполнения геофизических съемок

1.1. Физико-географические и морфологические сведения

Республика Грузия, являясь суверенным государством, расположена на перепутье Восточной Европы и Передней Азии, между Черным морем и Прикаспийской равниной.

Северная граница Грузии на значительном протяжении проходит по скалистому гребню Главного хребта Большого Кавказа (Кавкасиони), охватывая верховья рек Терека и Тушетской Алазани. Восточная граница, опускаясь по Южному склону Главного хребта, следует по нижнему течению р. Алазани и замыкается у водохранилища Мингечаур с южной границей. Южная граница Грузии, в основном, проходит в горах Малого Кавказа (Антикавкасиони) на высоте 2000-2500 м, лишь в юго-восточной части она отступает на равнины, расположенные в долинах Куры и Иори. На западе граница Грузии тянется вдоль побережья Черного моря, между устьями рек Псоу и Чорохи. Общая площадь территории Грузии равна 69700 кв. км, общая протяженность границ составляет 1969 км, из которых морская составляет-315 км. (Рис.1.1)

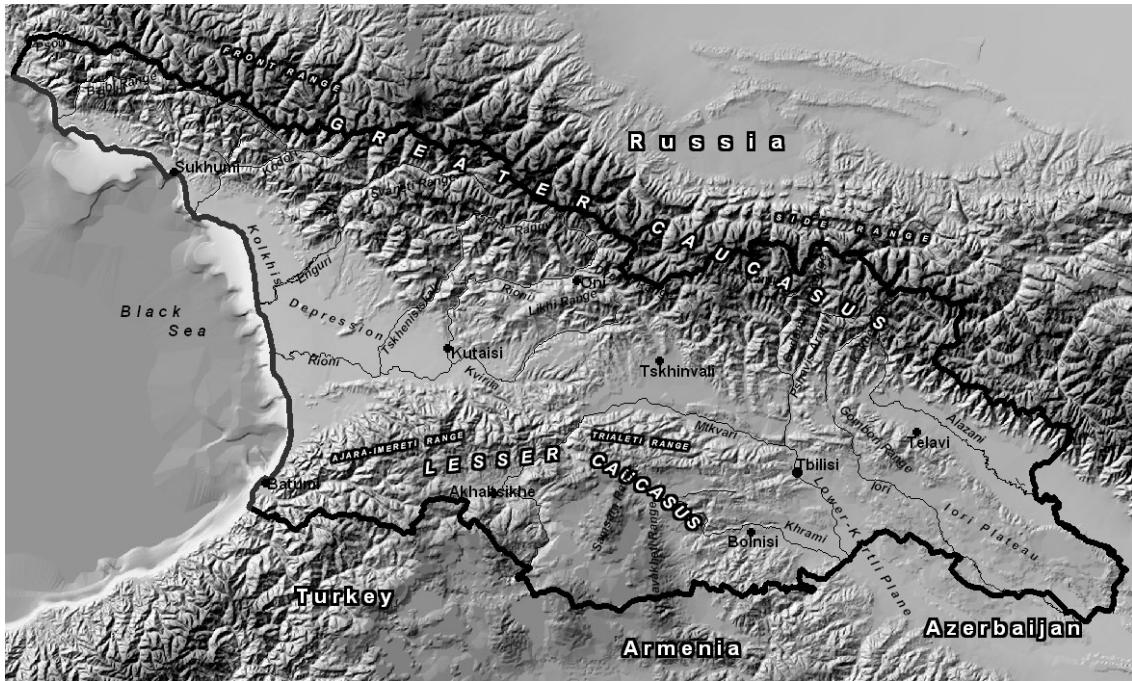


Рис.1.1 Грузия с пограничными республиками.

1.2. Рельеф и морфологические элементы в связи с условиями геофизических исследований

Грузия представляет собой горную страну, ее поверхность характеризуется сложным многоформным рельефом, а также наличием полиформных и полигенных геоморфологических элементов. Мы ограничимся их перечислением и весьма кратким описанием.

Орография Грузии в региональном плане представляет составную часть Кавказского перешейка и ее трудно представить, при описании изолировано от него. Но, все, же по характерным внешним формам рельефа на территории Грузии, морфологически, выделяются крупные (первого порядка) и иных порядков структуры, являющиеся часто нагромождением в виде топографических масс с различным сочетанием гравитирующего эффекта и намагниченности. Из многочисленных схем геоморфологического районирования территория Грузии, которая наиболее близка категориям по трудности выполнения геофизических работ, в частности гравиметрических и аэромагнитных съемок, является схема акад. А. Джавахишвили, приведенная его в монографии «Геоморфология Грузии», 1947. и развитая в «Геоморфологии Грузии» [Л. Маруашвили и др. 1973].

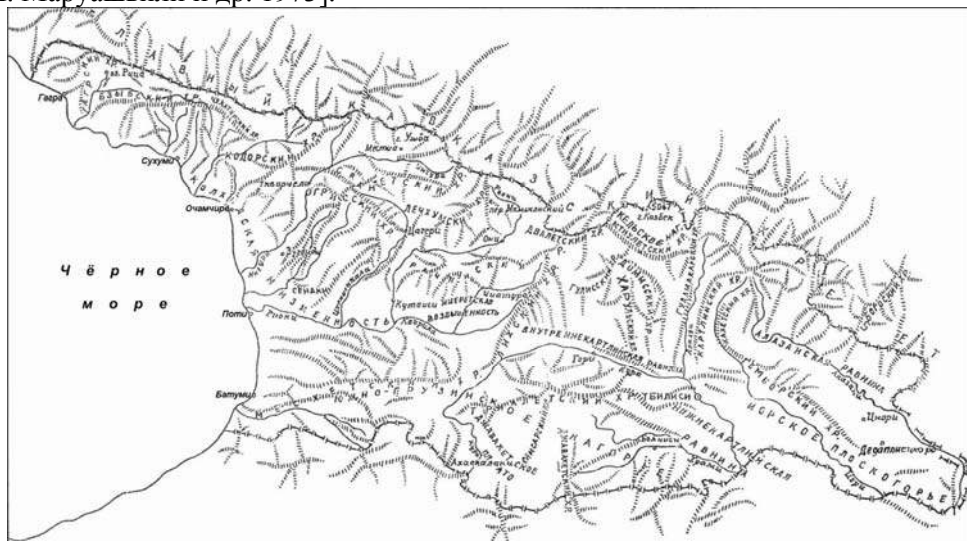


Рис. 1.1.а. Схема орографии Грузии к рисунку 1.1.

На территории Грузии расположены части четырех крупных оротектонических единиц Кавказа: Большого Кавказа, Закавказского межгорья, Малого Кавказа и Закавказского (Джавахетско-Армянского) нагорья (рис. 1.1.а).

Большой Кавказ состоит из горных почти прямолинейных хребтов, боковых отрогов и долин. Сложены они породами и формациями от докембрийских до четвертичных, различно реагирующих экзогенным процессам воздействия в формировании морфоструктуры рельефа.

Малый Кавказ расположен южнее Большого Кавказа и в общих чертах подобен ему, но отличается от него меньшей протяженностью и высотой, изогнутостью в плане и отсутствием одного единого водораздельного стержня (хребта).

Закавказское межгорье представляет собой пониженную (опущенную) полосу, расположенную между названными горными сооружениями. Оно сужено в интервале Зестафони-Мцхета и расширено на концах у берегов Черного и Каспийского морей. Закавказское нагорье находится на юго-западе Малого Кавказа и вместе с ним образует сложное сооружение Антикавказа и занимает внутреннюю часть обширного (Джавахетско-Армянского) нагорья. Каждая, из выше названных морфоструктур высокого ранга, состоит из меньшей, описание которых вкратце приводится здесь.

Большой Кавказ с Южным склоном

1. Большой Кавказ геоморфологически и геотектонически подразделяется на Западную, Центральную и Восточную части. Наиболее четко по своей гипсометрии выделяется Центральная часть, расположенная между меридианами Эльбруса и Казбега. Все горные вершины Большого Кавказа, выше 5 км, расположены в этом интервале и отличаются от других частей мощным ледником (Эльбруса, Казбекга, Дих-Тау). В нем, в пределах Грузии, выделяются:

1. Отрезок Главного водораздельного хребта, 2. Восточные отрезки Северного Бокового хребта, 3. Южные боковые хребты и их отроги, 4. Кельское вулканическое нагорье (плато). 5. Котловины и долины Северного склона Главного хребта, 6. Котловины и долины Южного склона Главного хребта.

Главный водораздельный хребет – область гребневая, в пределах Грузии имеет длину 485,7 км. Отдельные его отрезки имеют этнографические наименования (Абхазский, Сванетский, Рачинский и т.д.). Максимальных высот хребет достигает в Верхней Сванетии, где вершины Шхара, Джанти-тау, Руставели, Катин-тау, Гистола, Аилама колеблются в пределах 4500-5210 м. Средние высоты по хребту изменяются в пределах Абхазии-3222-3519 м, Рача-Сванетии - 3712-4311 м, Двалта (Осетия), Мтиулети, Кахетии одного порядка не превышают 3183-3228 м.

Даже небольшой перечень горных вершин, стиснутых цепями в узкой (15-20 км) полосе и создающих выпуклый изрезанный рельеф, может дать представление о сложности этого края для геофизических исследований (рис. 1.1 и 1.1-а). Здесь, не говоря о чрезвычайно трудной пешей проходимости, ни один из типов летательных аппаратов (самолетов, вертолетов) не может опускаться в низины и склоны горных цепей до высоты, от поверхности нужной, для качественных исследований геофизическими методами. Если к этому добавить и то, что горные массы, расположенные выше измерительного прибора и сложенные слабо, но все же магнитоактивными и гравитирующими породами, искажающими результаты гравимагнитных измерений, можно представить, как трудно, а порой невозможно, картировать гребневую область Большого Кавказа геофизическими методами в крупном и среднем масштабах.

С обеих сторон Главного хребта отходят продольные и поперечные хребты и отроги второго и более низкого порядка, между которыми развиты различные морфоструктуры. Одним из таких является Северный Боковой (Передовой) хребет, имеющий широтное общекавказское простираие. В пределах Грузии он прослежен от горы Турсиндон на западе до Диклосмта на востоке на расстояние 139 км. Рельеф здесь смягчен и переходит в долины и котловины различного простираия (Турсо и Тушетская), Турсо ограничено хребтами, простирается на 24 км при ширине 19 км, дренируется р. Терек и ее притоками. Между Главным и Боковым (Пирикитским) хребтами, расположена Тушетская котловина длиной 40-45 км и шириной 15-20 км. Описанная область Большого Кавказа характеризуется смягченной морфоструктурной пересеченностью рельефа. Однако остается достаточно труднодоступной для всех геофизических исследований.

Южный склон Главного хребта характеризуется более сложным рельефом. Сеть боковых хребтов, отрогов и горных цепей ступеннеобразно опускаются от высоких альпийского типа гор до низин, широтных долин и низменности, при этом перепад происходит на относительно коротком расстоянии. Горная полоса Южного склона в пределах Грузии подразделяется условно

на отдельные области: Абхазская, Сванетская, Рача-Лечхумская, Кельское плоскогорье, Пшавско-Хевсурское нагорье, Кахетинский хребет,

Абхазия – разновысотная горная область, ступенчато снижающаяся с высоких (3,9-4,6 км) горных вершин до плоскогорья, переходящего в Приморскую низменность. Её главными реками являются Бзыбь и Кодори с многочисленными притоками. Морфологию территории, определяют Бзыбский и Чхалтинский (боковые), Гагрский и Кодорский (поперечные) хребты (рис. 1. и 1.1-а). Их вершины достигают 3156 м г.Химса и 3029 м. Приведенный обзор рельефа может дать только приблизительное представление о трудностях выполнения гравимагнитных исследований в нужном масштабе и необходимой точности. Но надо отметить, что в масштабе 1:50000 и ступенью мельче, можно исследовать две трети рассмотренного региона, а ещё мельче полностью.

В Сванетской области ороморфологическая ситуация усугублена – преобладают хребты боковой системы продольного простирания: Сванетский, Эгрисский, (Одишский), Штавлерский, Умбинский, Мамкодский, Угазрский и др. Сванетский и Эгрисский хребты прослеживаются почти параллельно друг другу и ограничивают с юга: первый Верхне-Сванетскую, второй Нижне-Сванетскую котловины. По поверхности Верхне-Сванетской депрессии течет р.Ингури.

Рача-Лечхумская область также представлена высокими хребтами, отрогами и рассекающими их ущельями, но ее рельеф по сравнению с Центрально-Сванетской областью, несколько смягчен. Высоко приподнятые хребты - Лечхумский, Кварцихе - Шода, Кедела и их короткие отроги расположены в северной части области.

Хребет Кварцихе-Шода, отходя от Лечхумского, гряды прослеживается до с. Уцера, левого берега р. Риони, продолжением которого является хр. Кедела, Хребет отделен от Шодского и продолжается до Главного, у г. Кизи-хох смыкается. Средняя высота хребта 3120 м, высота точки г. Геске 3428 м. Южная половина Рача-Лечхумского региона характеризуется раскрытым, широким котловинно-платообразным рельефом. Абсолютная высота низин и равнин не превышает 1000-1200 м. Вся эта система с юга ограничена продольным средневысотным Рачинским хребтом, который отходит от Главного хребта у г.Зекара и до района оз.Эрцо направлен к ЮЗ, затем получает общее западное направление и заканчивается на левом берегу р.Риони у с.Орхви.

Рача-Лечхумская область, за исключением Лечхумского, Шода-Кедельского, а также Главного Кавказского хребтов картирована аэромагнитным методом в масштабе 1:50000. Гравиметрические съемки здесь можно проводить 1:100000 в масштабе.

Кельское плоскогорье. Между хребтами: Главным, именуемым Мтиулетским, на севере, Архским на юге, Харульским на западе и ущельем Тетри Арагви на востоке, находится высокое Кельское нагорье (2600-3694 м), сложенное верхнечетвертичными лавами. Кельское нагорье по сравнению с другими частями региона, считается среднетрудным.

Пшавско-Хевсурская территория, расположенная восточнее Гудамкарского хребта представляет собой пересеченную местность различной степени доступности для пешеходных и аэромагнитных работ. Центральным высокорельефным звеном здесь является интервал Главного хребта у г. Чаухи (3940 м), а также многочисленные отроги, являющиеся водоразделом Пшавской и Хевсурской Арагви и их притоков.

Кахетинский хребет, последний из серии Южного склона на территории Грузии, начинается у Главного хребта возле г. Борбало и имеет общее направление к югу, смыкаясь в районе перевала Тианетско-Ахметской дороги с Гомборским хребтом. Средняя высота гребня водораздела рек Пшавской Арагви и Иори с одной стороны, и Алазани с другой, равна 2401 м. Восточнее Кахетинского хребта, в Заалазанской Кахетии, Главный хребет, его отроги и расположенные на них вершины уступают по абсолютной высоте горным хребтам и вершинам, находящимся на западе этой системы. Однако рельеф рассматриваемого региона остается не менее сложным, он пересечен узкими ущельями и глубокими оврагами, труднодоступными при проведении геофизических работ.

Закавказская межгорная область

Межгорьем или Закавказской депрессией называется средняя полоса, расположенная между горными сооружениями Большого Кавказа на севере и Малого Кавказа на юге. Оно является зоной неравномерного погружения, впоследствии разделенной в пределах Грузии Дзирульским приподнятым массивом на Колхидскую и Иверскую впадины, обусловившим, в Закавказье образование двух водосборных бассейнов: Черного и Каспийского морей.

В Колхиде выделяются: 1. Северо-Колхидская предгорно-холмистая полоса, 2. Колхидская низменная равнина, 3. Южно-Колхидская предгорно-холмистая полоса. Эти три орографических

элемента Колхиды имеют различное геологическое строение осадочного слоя, но общую тектоническую основу в виде западного погружения фундамента.

На Колхидской низменности протекают, кроме вышеназванных рек, Хоби, Циви, Чуриа, Ингури и др.

Северо-Колхидская предгорно-холмистая полоса прослеживается от р. Псоу на западе, до подступов Дзирульского поднятия на востоке. Она охватывает низкохолмистую и переходную к высокогорным зонам полосу от 2-3 км до 30-40 км ширины, которая по простирацию весьма неоднородна. Делится она по этим признакам на Абхазское предгорье, Ингурско-Цхенис-Цкальское междуречье и Северо-Имеретинскую часть.

Северо-Имеретинская часть расположена к востоку от Цхенис-Цкали и доходит до Дзирульского массива (р.Дзуиси). Она охватывает довольно обширную территорию - Окрибу и Окрибско-Аргветские гряды, сочетающие различные морфоструктуры от низкохолмистых до среднегорных форм. Рельеф здесь повышается с юга на север от 150 до 1100-1200 м.

Южно-Колхидская предгорно-холмистая полоса протягивается на 220 км от г.Зестафони на востоке, до с.Уреки и далее до границы с Турцией. Ширина полосы 5-10 км, в Гурии 15-17 км.

Верхне-Имеретинское плато - это межгорная возвышенная территория, совпадающая с Дзирульским массивом и занимающее место от меридиана Зестафони до восточного подножья Лихского хребта в 60 км, и от подножья Рачинского хребта до подножья Аджара-Имеретиинского хребта в 70 км. Рельеф здесь пенепленизирован, расчленен густой сетью эрозионных долин и холмистого и среднегорного типа структур.

Иверская Восточно-Грузинская часть межгорья расположена к востоку от Верхне-Имеретинского плато, охватывает северо-западную половину Куринской впадины - Картлийское и Кахетинское понижения. Она представляет собой территорию, расположенную асимметрично по отношению р.Куры (преобладает левобережная часть). Территория осложнена холмисто-низкогорным рельефом, разноглубинными эрозионными срезами. В результате, сформированы различные по площади и уровню абсолютных высот морфологические структуры: Верхне-Картлийская равнина (800-1200м), Тирифоно-Мухранская (500-700м), Квернакская гряда (1100-1600м), Эрцойская котловина (600-700м), Сагурамо-Янлойская гряда (1300-1600м), Нижне-Картлийская равнина (350-450м), Кахетинское плоскогорье (600-1700м).

Рельефные условия Колхидского и Иверского межгорья, относительно проведения геофизических исследований, здесь благоприятнее и искажающее влияние рельефной неоднородности минимальное, чем в других регионах республики. Однако при средне и - мелкомасштабных аэромагнитных съемках, возможно искажение наблюдаемого поля за счет разновысотности съемки в межгорье и в горных массивах (разноудаленности магнитных тел и измерительного аппарата).

Малый Кавказ

Малый Кавказ в Грузии представлен своей северной периферией: Аджаро-Триалетской горной системой, Джавахетским вулканическим плато-плоскогорьем и Храмско-Локским среднегорьем, которые образуют, в целом, южное дугообразное обрамление, описанной выше депрессии. В отличие от Большого Кавказа, у Малого Кавказа отсутствует единая орографическая ось. Малый Кавказ значительно уступает Большому Кавказу по абсолютной высоте, ни одна из его вершин не достигает 3000 м, Храмско-Локская еще ниже. Рельеф Малого Кавказа отличается от рельефа Большого Кавказа меньшим разнообразием типов с одной стороны, так и наличием отчетливо выраженных систем выравнивания.

Аджаро-Триалетская горная система состоит из Шавшетского, Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов, а также Аджарисцкальской и Ахалцихской котловин. На севере она граничит с Межгорной впадиной, на западе упирается в берег Чёрного моря, на юге ограничена, условно, гос. границей с Турцией, граничит с Джавахетским плато-нагорьем и Нижне-Картлийской равниной. На востоке, у правого берега р.Куры, на отрезке Мцхета-Поничала система затухает. Общая длина системы 275 км, ширина 35-72 км. По абсолютной высоте эти хребты почти одинаковы и не превышают 2850 м.

Храмско-Локское среднегорье представляет собой невысокую, возвышенную нагорную полосу с извилистой морфологией по обрамлению гребня. Находится оно между различными геоморфологическими и геотектоническими типами структур. С запада оно ограничено Южно-Грузинским вулканическим нагорьем (восточным склоном Джавахетского хребта), с востока - Нижне-Картлийской равниной, с севера примыкает южный борт восточного погружения Триалетского хребта, с юга Локский хребет.

Храмская горная группа делится на массивы: Гомерский – с поверхностью древнего выравнивания, расположенный к северу от Тетри-Цкаро, Беденско-Тавшишвельский - западнее того же пункта и Квирикетский с высотой 1700м у с. Гомарети, также Лукунский (Шиндлярский) с высотой 1900м у поселка Дманиси.

Севернее данной системы проходят глубоко врезуемые р.р. Алгети, Храми. Последняя образует каньон глубиной 500-700 м, в Квирикетско-Лукунском массиве.

Локский хребет, на западе, начинается в виде холмистого грядка и разделяет Дманисское плато от Лорийского (в Армении). К востоку хребет простирается в широтном направлении, волнообразно возвышается и увенчан вершинами Локи (2142м) и Лалавр (2542м).

Джавахетское нагорье расположено южнее дугообразно изогнутых горных хребтов Малого Кавказа. Его южная граница проходит по линии Эрушетского нагорья, через ущелье верхнего течения р.Куры и по гребню Найликурского хребта. Остальные границы нагорья определяются пределами сплошного распространения лавового покрова, который подходит вплотную к Ахалцихской котловине и подножью Аджаро-Триалетского хребта. Общая площадь - 6000 кв.км Морфологически оно выражено наличием высоко расположенных равнин, вулканогенно-тектонических возвышенностей холмисто-среднегорного типа. Нагорье распадается на ряд хребтов-нагорий, плато-котловин и ущелий. Здесь выделяются: Эрушетский, Самсарский, Джавахетский хребты и Наилликурская гряда. Высочайшие вершины хребтов достигают 3000-3300м, плато-котловины: Ахалкалакское, Цалкское, Беденско - Нижне-Картлинское, Гомаретское,

Горная система грузинской части Малого Кавказа неоднородна по условиям выполнения здесь геофизических исследований. Аджаро-Имеретинский и Триалетский хребты и их вершины, не способствуют проведению работ на одинаковом уровне для кондиционной съемки масштаба 1:50000. Вместе с тем узкие, котловины Аджарисцальская и др., а также ущелья Ацкури-Боржоми и др.; не позволяют летательному аппарату спускаться до оптимальной для данного масштаба высоты. В долинах Алгетской, Супсинской, и др. технологические условия съемки масштаба 1:50000 более или менее выдерживаются. Джавахетское вулканическое нагорье в рельефном отношении слабо пересеченное, занято, в основном, плато-равниной и характеризуется благоприятными условиями для выполнения аэросъемочных и других геофизических работ в любом масштабе. Однако выполнение здесь аэромагнитной съемки требует особого методологического подхода. Дело в том, что магнитное поле над лавовым покровом не имеет определенного выдержанного простираения и не совпадает с простираемостью геологических структур. Поэтому меридионально направленные съемочные маршруты должны частично перекрываться маршрутами субширотного направления.

Глава 2. Обзор изученности территории Грузии методами геофизики

Степень геофизической изученности геологической среды должна определяться соотношением имеющейся геофизической информации к способности геофизических методов в решении поставленных задач на данном этапе оценки, и конъюктурой необходимости такого решения. «Геофизическая изученность» геологической среды является историческим процессом-понятием и она должна рассматриваться в этом аспекте, к чему и придерживаемся здесь.

Гетерогенность вещественно-петрографического состава и разного фазового состояния оболочек и их составных частей Земли обусловили широкий спектр физических свойств. Благодаря чему, Земля и слагающие ее геологические тела, наделены также широким спектром физических полей. Изучение в совокупности этих полей является ключом познания геологии глубинных недр Земли и поисков, и разведки полезных ископаемых, главного материального источника, жизненно-необходимого и социального благосостояния человечества. Всему этому основой является различие физических свойств горных пород, мономинеральных накоплений и фазового состояния веществ в недрах Земли. Изучение их физических свойств имеет огромное значение, во-первых, для правильного выбора геофизического метода при полевых исследованиях и, во-вторых, интерпретации полученных материалов.

2.1. Петрофизическая изученность

Как парадоксально звучит тот факт, что системные и целенаправленные исследования петрофизических свойств геологической среды, в историческом разрезе изучения геофизических полей территории Грузии начинаются намного позже. Причины? Вероятно, трудности

установления непосредственной связи между полями и физическими свойствами земных составных неоднородностей, с одной стороны, а также считалось, что причины создания аномальных геофизических полей находится глубоко под поверхностью и исследования среды (пород и руд) не даст реальную картину зависимости между полями и петрофизическими параметрами. Вместе с тем, повлияло запоздалое развитие прецизионной и производительной аппаратуры по определению физических параметров. Кроме того, к определению комплекса физических свойств пород и руд на одном и тоже образце не было придано важное практическое значение. До 50-ых годов прошлого столетия, отбор образцов был связан с полевыми работами того или другого метода, считался второстепенным, и ограничивался совершенно недостаточным объемом. Пробы производились периодически по площади и во времени. Единичные определения, на разных участках, намагниченности, плотности и отскока упругих шариков от образцов, на первом этапе в 30-50 годах прошлого столетия (М. Юнеев, 1927г., М.Абакелия, 1934г., М. Нодиа, 1939-1940г.г. и «Грузнефть» 1946г.), по своей точности и представительности не могут быть значительными в оценке объемистых геологических тел, и не отвечают современным требованиям. С 50-ых годов Грузинская геофизическая контора начинает вести систематические определение плотностных параметров, упругих свойств и магнитной восприимчивости на керновых образцах из структурно-поисковых и глубоких скважин. С этого времени, Институтом геофизики (Б. Балавадзе, Г. Шенгелая, 1957-1958г.г.) периодически ведутся исследования плотности на образцах, отобранных, в основном, из обнажений. Таким образом, были изучены в Колхиде прилегающие склоны Большого и Малого Кавказа. С 60-ых годов разворачиваются полевые и лабораторные работы по изучению физических свойств, которые продолжались с перерывами до конца 80-ых годов. Определялись плотностные, скоростные и магнитные параметры на образцах из обнажений и скважин в лабораторных условиях.

В этом периоде были предприняты меры системного изучения физических свойств: магнитных (χ, I_n), плотностных (σ, ρ), сейсмоскоростных (V_p, V_s) и частично электрических (ρ), способом отбора в естественных обнажениях, по наиболее характерным геологическим пересечениям, удовлетворяющим съемке масштаба 1:200000 перспективных площадей и 1:500000 общесъемочных. Определение на них, отмеченных параметров, проводились в лабораторных условиях. Аналогичные работы предпринимались по отношению к образцам из многочисленных глубоких скважин, распределенных по территории неравномерно, но целенаправлено по изучению геологии глубинных вскрытых горизонтов, выявлению углеводородов, минеральных и термальных вод. В этих скважинах проведены комплекс электро- и радиокаротажа, а также в большинстве скважин сейсмокаротажа.

В результате, петрофизическая изученность территории удовлетворяет требованиям петрофизико-геологического моделирования, и может быть использована при решении обратных задач геофизики. Приведенная ниже картограмма, в какой-то, мере отражает степень петрофизической изученности территории (рис.2.1).

Вместе с тем, надо отметить, что физические свойства горных пород и руд являются изменчивой величиной в пространстве и во времени, и зависят от многих различных факторов.

По некоторым из этих факторов (вещественно-литологический состав, глубинность залегания, возраст и др.), в совокупности, на примере эмпирического материала, не трудно заметить и установить закономерность формального их изменения. Другие факторы, вероятно, фазовые (кристаллическое состояние, аморфность, жидко-полужидкое состояние, нарушенность, *in situ* и региональных факторов) проследить в эмпирических материалах нелегко, и даже предполагать тенденции изменения, по этим причинам, не представляется возможным.

Вместе с тем, систематизация и обобщение необходимы, чтобы эти результаты по себе представляли геологическую информацию, и были бы сопоставимыми или промежуточным интервалом - переводящим «оператором» при геологическом толковании геофизических полей.

Каждый геологический регион-сегмент, определенного тектонического пояса, характеризуется своеобразными геологическим строением и геодинамическим развитием и является, очевидно, обособленным (в какой-то мере) геологическим телом, свойственным ему «геолого-геофизическим состоянием». Такие тела характеризуются комплексом «факторов»,

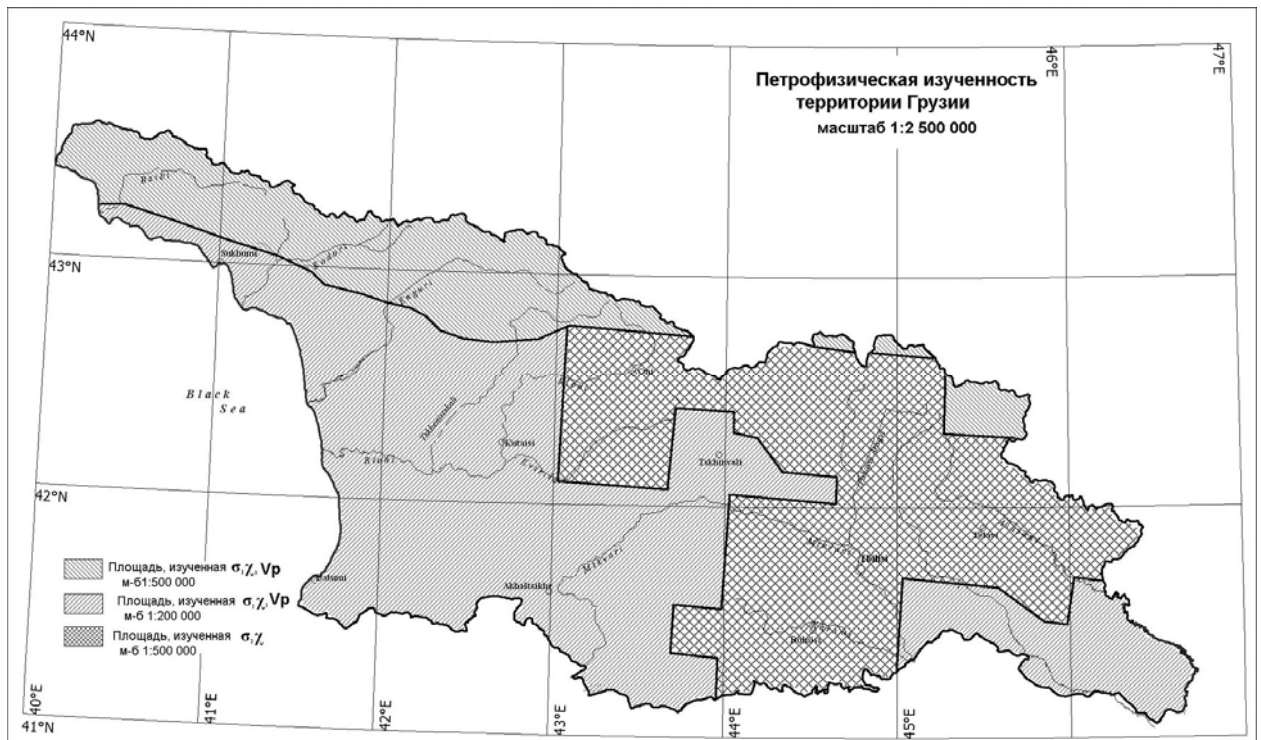


Рис.2.1. Картограмма петрофизической изученности

оказывающих немалое влияние на формирование аномалиеобразующих масс и, очевидно, на естественную дисперсию петрофизических параметров.

Эта гипотеза позволяет постулировать понятие «геолого-гефизический фактор» и применять в данной работе, как исходную аргументацию при геологическом толковании геофизических результатов. Далее, изучение физических свойств пород и полезных ископаемых, систематизация и обобщение их по регионам и составным его главным зонам-блокам, как это выполняется в других отраслях Науки о Земле, необходимо. Поэтому, резюмируя петрофизическую изученность территории, надо отметить, что некоторые ее результаты, стали поводом для рассмотрения и обобщения в данной работе, а также для обоснования концептуальных идей интерпретации полей более в широком масштабе.

2.2. Изученность методами магнитной разведки

Развитие геофизической науки с ее прикладной частью на территории Грузии теснейшим образом связано с формированием и становлением таковой в России, Советском Союзе и мире. В этой связи следует отметить, что всякие новые начинания по исследованию геофизических полей в мире с небольшим опозданием осуществляется на Кавказе, в частности, в Грузии. Так что геофизические исследования на территории Грузии в области изучения полей планетарного характера имеет довольно длительную (примерно 130-180 лет) историю. Они сыграли значительную роль во внедрении и развития геофизических методов разведки в Грузии. Изучение в прошлом геомагнитного поля территории Грузии касалось в основном в региональном плане[10].

С 30-ых годов прошлого века Душетская магнитная обсерватория мало, но все-таки уделяет внимание изучению постоянного составляющего магнитного поля в единичных точках на площади вблизи от станции. К этому времени выходит постановление на проведение Генеральной магнитной съемки территории Союза.

Генеральная магнитная съемка на Кавказе была проведена в 1931-1934 годах под руководством М.З.Нодия при активном участии проф. Р.Хуцишвили, Н.Кацишвили, Б.Балавадзе и др. Съемка выявила основную структуру магнитного поля земли на Кавказе и в частности на территории Грузии и ряд локальных аномальных участков, ставших объектом дальнейших специальных исследований. Съемка имела не только чисто научное, но и большое практическое значение в смысле решения структурных региональных геологических вопросов. История

изучения территории Республики Грузия аэромагнитным методом краткой форме и в тоже время полноценно, иллюстрируется здесь на рисунке 2.2.

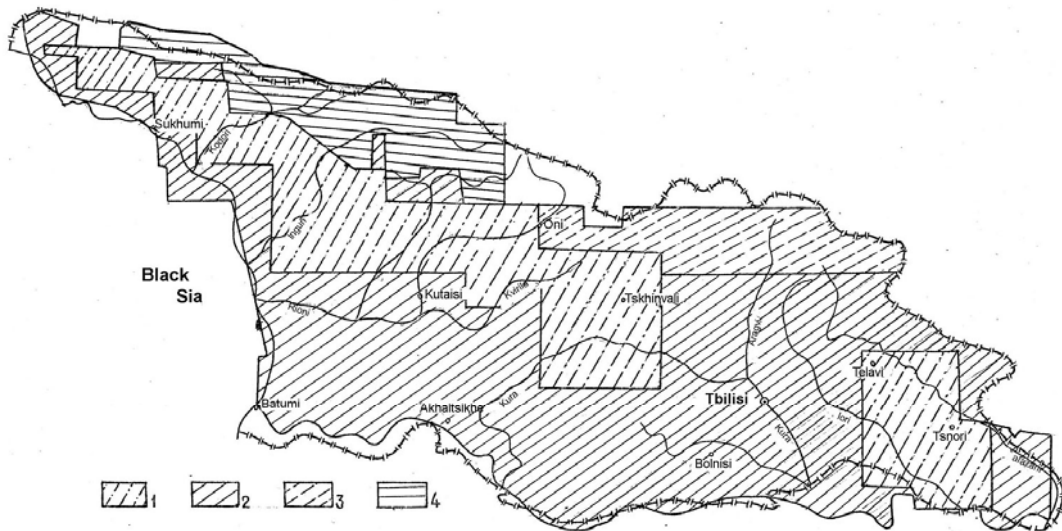


Рис. 2.2 Схема аэромагнитной изученности территории Грузии, масштаб 1:2500000

Площади аэромагнитных съёмок масштабов:

- 1 - м-б 1:50000, аппаратура КАМ-28, $m_T = \pm 5-10$ нТл, фотопривязка $M_{пр} = 0,1$ км
- 2 - м-б 1:50000, аппаратура АМП-7, $m_T = \pm 10-15$ нТл, $m_T = \pm 20$ в градиентных полях, привязка визуальная и фото, $m_{пл} = 0,5-1,0$ км
- 3 - м-б 1:50000, аппаратура АСГ-45, М-13, $m_T = \pm 15-20$ нТл, $m_T = \pm 25-30$ нТл в градиентных полях, $m_{пл} = 0,5-1,0$ км.
- 4 - м-б 1:25000, съёмка по горизонтали, аппаратура М-13, $m_T = \pm 20$ нТл, привязка визуальная, $m_{пл}$ не определена.

Этим, можно было ограничиться, однако некоторые моменты требуют дополнительного пояснения. Изучение территории Грузии аэромагнитным методом начинается со съёмкой проведенной Западным геофизическим трестом (Ленинград) под руководством Е. Маевой, А. Дубинским, на Северном Кавказе в 1960 г, охватывающей Южный склон Большого Кавказа и часть Чёрного моря севернее Потийской широты; Масштаб этой съёмки 1:200000, а на самом гребне хребта 1:1000000 и только по мотивам низкого технико-методического уровня тогдашнего времени, не соответствует современным требованиям

В том же году Грузинское геологическое управление, не зная о существовании такой съёмки, организывает свою аэромагнитную службу и приступает к планомерному исследованию территории республики в масштабе 1:50000. Этот этап исследований был завершён в 1966 г. Однако, то ли из-за низкой технической оснащённости, то ли слабой профессиональной подготовки (летчиков), самые высокие части горных сооружений Большого Кавказа остались не заснятыми, в других же частях территории результативные материалы, как выяснилось позже, содержат недопустимые неточности, выходящие за пределы инструктивных требований. Тем не менее, на тех площадях, где по каким-либо причинам съёмки материалы с более точными характеристиками отсутствуют, вынуждены пользоваться этими материалами соответствующими оговорками.

В конце отмеченного периода были предприняты попытки применения аэромагнитного метода в высокогорных условиях в Закавказской Кахетии исключительно с поисковой целью слабомагнитных разностей медно-полиметаллических месторождений с применением сравнительно устойчивой и чувствительной аппаратуры М-13, установленной на вертолете МИ-4, позволяющем выполнение облёта по изогипсам. При этом предполагалось, что будет решён ряд технических вопросов, без которых результаты работ оказались бы с погрешностями, выходящими за пределы допустимых. Прежде всего, требовалось компенсации или учёт повышенной девиации, обусловленной отклонением от прямолинейного направления летательного аппарата. Это оказалось сложной неразрешимой полностью проблемой. Второй проблемой стало то, что быстрые креновые отклонения из-за определенной инерционностью магнитной системы аппаратуры М-13 фиксируются ложные аномальные значения, которые трудно отличить от действительных аномалий. С целью фиксирования, а впоследствии учета при обработке полевых

материалов ΔT_a , резких креновых отклонений, был сконструирован электромеханический датчик, регистрирующий параллельно с магнитным каналом, который позволял (вероятно, не полностью) из записи ΔT_a исключить грубые ошибки, вносимые из-за резких креновых отклонений. Кроме того при методике облета по горизонталям немало важной проблемой является привязка записи поля к местности, которая в сложных пересеченных условиях рельефа ни визуально, ни фото способом с достаточной степенью точности неосуществима. Этот вопрос решался в пределах технических возможностей, но недостаточно эффективно, что не позволяет, исключить грубых ошибок.

Таким образом, карты аномального поля ΔT_a , построенные на основании этих работ, могут содержать недопустимые погрешности, выразившиеся в повышенной аномальности региона, порой не подтверждающиеся геологическими данными. Поэтому для составления сводных карт аномального поля ΔT_a они не могли быть использованы.

В 1968-1969 и 1970-1972 годах аналогичные работы возобновляются с целью опознания перспективных на медь и полиметаллы Казбегской, Сванетской и Абхазской площадей с той же технической оснащённостью и методикой полевых наблюдений. Результаты этих работ также аналогичны результатам предыдущих исследований и, естественно, они также не могут быть использованы для составления сводных карт АМП.

На фоне широкого применения средне- и крупномасштабных аэромагнитных съёмок на территории Союза, имевших место в шестидесятых годах, начинаются исследования геомагнитного поля в планетарном и глобальном аспектах. В первом случае наблюдения ведутся аппаратурой, установленной на спутниках, а во втором, с помощью мелкомасштабных аэромагнитных исследований. Одним из таких исследований является работа, проведенная трестом «Спецгеофизика» с целью выявления глубинного строения альпийского тектонического пояса в части Азии и Кавказа, а также установления временно-пространственных закономерностей магнитного поля на этом отрезке Земли. АМП на этой карте, по-видимому, отображает в общих чертах плановое положение и глубинное строение крупных геотектонических единиц региона, но представить их в геометрических формах и охарактеризовать по литолого-вещественному составу не представляется возможным.

По приведенному примеру АМП, по-видимому, сформировано земной корой и измеренное на высоте 9 км, все еще имеет суммарный характер составляющих: региональной - материковой и преобладающей - локальной, связанной с тектоническими зонами, нарушившими корреляционную связь с глубинным строением. Очевидно, локальное АМП сформировано в верхней части земной коры, в частности, в пределах осадочного слоя.

Во второй половине 60-их годов готовится к изданию карта АМП территории СССР в масштабе 1:200000, привязанной к единой абсолютной картографической системе магнитного поля. В связи с тем, что на территории Грузии аэромагнитная съёмка была проведена в относительной системе измерения ферромагнитным прибором в масштабе 1:50000 требовалось создание опорной абсолютной магнитной картографической сети по всей Грузии. Такая сеть была создана в 1968 году Западным геофизическим трестом, выполнившим абсолютные измерения модуля T ядерным магнитометром АЯМ-6 на высотах 2,5-3,0 км по сети, с таким расчетом, что бы каждый рядовой профиль площадной съёмки был пересечен не менее чем в двух местах.

Западным трестом совместно с ВИТР была разработана инструкция составления карт АМП для издания с использованием съёмок относительных измерений ΔT и материалов каркасных картографических наблюдений. Однако для сильно градиентных условий магнитного поля и пересеченного рельефа, где длина маршрутов невелика и на перекрытиях имеют место неувязки, составление карт таким способом, по-видимому, не дает удовлетворительного результата.

Не лишена погрешностей и карта АМП СССР по территории Грузии, составленная Управлением геологии при СМ ГССР и изданная ВСГЕИ в 1979 году.

Новые технические достижения в области абсолютного измерения модуля магнитного поля ΔT с помощью ядерно-прецессионных и ядерно-квантовых приборов, а также различные технико-методические усовершенствования в аэромагнитной съёмке, происшедшие в конце 60-их годов в Союзе, дали стимул постановки вопроса о пересъёмке территории Грузии аэромагнитным методом в масштабах 1:50000 и 1:200000. Поводом к этому послужило также и то, что съёмка масштаба 1:50000, выполненная морально и физически устаревшей аппаратурой АСГМ-25 и АСГ-45, характеризуется повышенной погрешностью, а съёмка масштаба 1:200000 вообще не была проведена.

С 1973 года начинается второй этап исследований территории Грузии аэромагнитным методом на новом более высоком качественном уровне. Вместе с тем, при геолого-геофизических исследованиях приоритетными являются поисково-разведочные направления с целью выявления новых скрытых полезных ископаемых новой усовершенствованной аппаратурой АЯМП-7 в условиях рудных районов различного генетического типа и формационного состава месторождений. В качестве первоочередным был избран Болнисский рудный район. Здесь аэромагнитная съемка была запланирована и проведена в масштабе 1:25000 с соответствующей данному масштабу точностью отображения АМП на карте. Аппаратура была установлена на самолете АН-2, который позволял в данном регионе совершать полеты на номинальной высоте (100-300м) от поверхности земли в любом направлении по площади. Плановая привязка была осуществлена визуально с систематическим контролем фотоснимков аппаратом АФА-37. Высота полета контролировалась РВ-2.

В методическом отношении полевые съемочные работы выполнялись согласно общим инструктивным требованиям, однако не был учтен вековой ход и суточные вариаций магнитного поля. Тем не менее, качество съемки в целом было лучше, чем прошлой съемки и были составлены карты АМП ΔT_a в масштабе 1:50000 $m\Delta T_a = +10$ нТл.

В 1973-1974 годах вслед за аэромагнитной съемки, выполненной в Болнисском районе, проектируются аэромагнитные исследования всей территории Грузии в масштабах 1:50000 и 1:200000. Основной целью этих исследований являлось изучение постоянной составляющей геомагнитного поля региона на различных высотах с детальностью и точностью, соответствующими заданным масштабам, точнее - составления результативных карт и графиков, отображающих аномальное магнитное поле ΔT_a с оптимальной точностью, которые могли бы способствовать решению геологических задач:

а) картирования магнитоактивных магматогенных образований и вулканогенно-осадочных формаций - уточнение границ между ними;

б) выяснения глубинного геологического строения в целом и по возможности определения структурных элементов и вещественного состава;

в) определения магнитной разности различных полезных ископаемых с оценкой их перспектив.

Задача картирования геомагнитного поля в заданных масштабах с оптимальной точностью в орографических условиях территории Грузии не простая. Во-первых, горные сооружения с круто-наклонными склонами и каньёнообразными глубинными ущельями не позволяют любому воздушному средству облетать территорию на нужной высоте и в любом направлении. Во-вторых, горные сооружения с резко пересеченным рельефом, сложенные горными породами и формациями различной магнитной разности и характеризующие порой дипольной намагниченностью, ими созданное магнитное поле по-разному могут фиксироваться. Если горные породы обладают остаточным полем намагниченности обстановка еще больше усугубляется. При крутонаклонных складчатых высокогорных сооружений различно расположенных (сверху, снизу) по отношению к индикатору на результатах скажется искажающее влияние рельефа. Это влияние тем больше, чем крупнее масштаб съемки и чем ближе к рельефу находится летательный аппарат.

Тем не менее, точность наблюдений составляет $m_T = \pm 5$ нТл, а в высоко градиентных полях $m_T = \pm 10$ нТл. С таким заключением после всего вышесказанного трудно согласиться. Как известно технических средств или теоретических расчетов, которые учитывали бы искажающий фактор рельефа, при измерении магнитного поля аэромагнитной съемкой не существует. В таких случаях, как правило, ограничиваются статистической оценкой рельефного фактора, не внося никаких поправок в значения измеренного магнитного поля.

Таким образом, очевидно, что условия проведения аэромагнитных исследований за исключением межгорных частей территории Грузии не из благоприятных условий. Тем не менее, современные способы измерений геомагнитного поля и правильный выбор методики полевых исследований дают возможность получения достаточно реального картографического отображения истинного положения модуля магнитного поля.

Главным источником получения результативных материалов повышенного качества запланированными аэромагнитными исследованиями были материалы, полученные на основе использования протонного магнитометра АМП-7, у которого индикатор магнитного поля размещен в гондоле, выпускаемой из летательного аппарата до 30 м, благодаря чему влияние изменения курса (девиация) летательных средств (самолета, вертолета) на измерение магнитного

поля доведено до минимума (до точности этого прибора), что позволяет не учитывать поправки на девиацию.

Неточность плановой привязки маршрутов, по-видимому, является существенным недостатком работы, отразившись на качестве результатов материалов в целом.

Контроль над технической исправностью, юстировкой, градуировкой, по словам авторов отчета, осуществлялся регулярно. Там же говорится, что по данным Душетской обсерватории суточные вариации геомагнитного поля за съемочный период не превышали $\Delta T_{\text{вар}} = \pm 10-20$ нТл и за этот показатель поправки в наблюдаемые значения магнитного поля не вносились. Такое решение, по-видимому, не вполне обосновано поскольку, во-первых, вариации сами по себе немалы, во-вторых, нельзя забывать, что за полевой сезон, длившийся более 6 месяцев, уровень магнитного поля за вековой ход изменяется на 15-20 нТл. Так что все вместе составляет значимые величины и не учет их неправомерно.

Касаясь методики полевых аэромагнитных исследований, выполненных на территории Грузии до 1980 г. нельзя не отметить факт игнорирования создания твердой картографической опорной сети и со сплошной фотопривязкой. Такая технология проведения аэромагнитных съемок в сложных рельефных условиях, где отработка площадей происходит покусочно, прерывисто во времени и в пространстве крайне необходимо. Она позволяет провести переувязку рядовых маршрутов между собой и исключить ряд погрешностей, связанных с вариацией (буревых), промышленными помехами и прочее.

Таким образом, можно резюмировать, что карта аэромагнитной съемки масштаба 1:50000 всей территории Грузии за исключением высокогорной части Главного хребта была пересоставлена с учетом всех технических недостатков, и она удовлетворяет инструктивным требованиям.

Аэромагнитной съемкой масштаба 1:200000, проводившейся параллельно с крупномасштабной, была охвачена вначале только южная нагорная часть территории. В последующем году и вся остальная площадь. Она была проведена тем же инженерным составом, той же техникой и методикой без каких-либо изменений. Поэтому все замечания, приведенные выше, относятся в равной мере и к работе масштаба 1:200000.

Изученность территории республики аэромагнитным методом к 1980г. удовлетворяла требованиям общего характера съемки АМП и была достаточной для решения вопросов структурной региональной геологии, а также опосредованно территории на месторождения с резко магнитными разностями. Что касается слабомагнитных месторождений и геологических тел различной формы залегания со слабыми магнитными эффектами, то они вовсе не находили отображения на картах АМП или выражались на них не четко и весьма неопределенно. Может показаться, что такая оценка вполне не обоснована, поскольку обобщение и интерпретация данных аэромагнитных исследований территории Грузии все же пока еще не произведены и приведенные выше некоторые выводы рановаты. Однако эти взгляды исходят из реального положения и предварительного анализа первичного материала.

Геолого-геофизическая служба треста «Грузнефть» принимает решение о проведении в Рионско-Куринской депрессии аэромагнитных исследований в виде площадной высокоточной съемки масштаба 1:50000. В результате, вся Рионско-Куринская депрессия и ее прибортовые предгорные части являющийся более или менее перспективными на нефть и газ, были исследованы аэромагнитным методом, а также площади Южной Кахетии, Верхней Картли, Окрибско-Мегрельской и Гудаутской депрессии. Для выполнения полевых аэромагнитных работ была приглашена специализированная Ленинградская геофизическая экспедиция «Севзападгеология».

Аэромагнитная съемка была выполнена в два этапа, в 1981-1982гг. на Кахетинском и Картлийском участках в пределах Восточной Грузии и в 1983г. на Окрибско-Мегрельском и Абхазском участках в западной Грузии (прил.2.1.). Целевым заданием съемки масштаба 1:25000 на всех участках явилось выявление разрешающей возможности при поисках и детализации нефтеперспективных объектов. Конкретно геологическим заданием было предусмотрено решение следующих задач: 1) изучение зон дизъюнктивных нарушений в кристаллическом фундаменте и осадочной толще; 2) картирование блоковых структур; 3) выделение по структурно-тектоническим признакам участков, перспективных на поиски залежи углеводородов. Осуществление этих заданий гарантировалось применением аппаратуры КАМ- 28, средства АФАГ-17, РВ-3.

Точность измерений по съемочным маршрутам на различных участках разная в зависимости от горизонтального градиента магнитного поля и меняется от $\pm 1,5$ нТл до $\pm 5-8$ нТл в слабо градиентных местах и $\pm 13-15$ нТл в местах, где горизонтальный градиент магнитного поля больше 50 нТл на км. По этим причинам основным масштабом отчетных геофизических карт был принят масштаб 1:50000.

Эти работы в изученности геомагнитного поля имеют большое значение. Они могут служить образцом точности и детальности измерений полного магнитного поля на этих площадях. Поэтому, несмотря на то, что этими работами заснята малая часть территории Грузии при составлении сводных карт масштаба 1:50000 они приняты приоритетными. Все же остальные с ними сопоставлялись и стыковались.

После разового и многократного перекрытия территории Грузии методом аэромагнитной съемки в различном масштабе завершен определенный этап изучения ее данным методом. В результате накоплены материалы одного и того же масштаба съемки разной информативности и качества, среди которых возможно выбрать лучшее чем, где площадь несколько раз перекрывалась. В иных местах они друг друга пополняют. В целом составляют собой определенную степень изученности по уровню технико-методических достижений и научно-практических требований к моменту их выполнения. В результате получена определенная информация, как о характере самого поля, так и о геологическом строении региона.

Материалы аэромагнитных съемок по качеству и информативности неоднородны по площади и не могут быть иными из-за сложных геолого-геофизических условий региона и различного технико-методических уровней исполнения. Тем не менее, степень изученности территории по таксономии масштабов оценена и представлена в виде картограммы (рис.2.2). Как видно из этой картограммы ни в одном масштабе аэромагнитной съемки территория полностью не покрыта. Незаснятой остается высокогорная (хребтовая) часть Большого Кавказа, акватория Черного моря в масштабах 1:200000 и 1:50000, южная часть Малого Кавказа (Аджаро-Триалетия) в масштабе 1:2500000 и небольшие, пограничные с соседними государствами, площади. В результате аэромагнитных съемок получены карты АМП Грузии различного масштаба (прил.2.1.).

2.3. Изученность территории Грузии методом гравиметрии

Если считать первые определения силы тяжести на Кавказе и в частности в Тбилиси имеет почти двухвековую историю. В 1829 г. профессор физики и физиологии Дерптского (Тарту) университета Иоган-Фридрих Паррот совершил поход на Кавказ и определил притяжения силы тяжести в Тбилиси (Тифлис) на высоте 394м маятниковым прибором типа Штокера, изготовленным университетским механиком Бюккером, где $g_{\text{наб}}$. Затем он аналогичную работу провел на склоне Большого Арарата у монастыря св. Якова на высоте 1943м.

В конце 60-их годов XIX века И.И.Стебницкий, руководивший топогеодезическими работами на Кавказе в качестве военного геодезиста Главного штаба, заметил аномальное отклонение отвеса на север в полосе от Шемахи, Тифлиса, Елисаветополя. Причиной отклонения отвеса он считал нахождением пустот или уменьшением плотностей под горным сооружением Кавказа. [Медулин]. После этого Стебницкий заинтересовался измерениями силы тяжести Паррота и по поручению Географического общества России организовал экспедицию по определению силы тяжести на Кавказе. В распоряжении Стебницкого оказался Академический маятниковый прибор, чем он перепроверил Тбилисский гравиметровый пункт Паррота, и подтвердил его первоначальное определение. Измерения в других пунктах Кавказа перепоручил военному геодезисту П.П.Кульбергу, который в 1879-1883г.г. с маятником Репсоляда провел определение силы тяжести в пунктах: Владикавказ, Гудаури, Душети, Батуми, Елисаветополь, Шемахи и Баку. Кроме того, в подвальном помещении Тифлисской физической обсерватории Академическим маятниковым прибором определил ускорение силы тяжести, получившимся 9877,7мГл.

Позже, в 1892 году, Стебницкий кавказские определения силы тяжести обобщил с аналогичными определениями в других пунктах России, всего 48 пунктов.

Гравиметровый пункт, находящийся в подвальном помещении Тбилисской физической обсерватории, после первоначального определения много раз уточнялся специалистами России, Советского Союза и получил, удовлетворяющей тогда точности, значение по последним

определениям $g=9876.1\text{мГл}$, до 1970 года служил единственным исходным пунктом первого класса. В первой четверти XX века Российскими учеными и специалистами периодически осуществлялись на территории Грузии относительные маятниковые определения силы тяжести в разных пунктах, выбранных по каким-то геолого-геофизическим соображениям.

В начале 30-ых годов прошлого века в соответствии с Всесоюзной гравиметрической съемкой страны, в которой участвовали В. Федьинский, Буланже и Фотиади в некоторой степени пополнился фонд пунктов маятниковых определений на территории Грузии. Впоследствии уже в этих годах здесь насчитывалось 136 пунктов относительных маятниковых определений силы тяжести и упомянутый выше один пункт абсолютных измерений.

В 1937г по материалам отмеченной съемки на примере Кавказского перешейка и Средней Азии, А.А.Архангельский публикует работу, посвященную проблеме геологической интерпретации аномального поля силы тяжести, наблюдаемого в сложных орографических и геологических условиях [11].

В 1939г. М.С.Абакелия по тем же материалам публикует, составленную им гравиметрическую схему Грузии и попытался дать ей геологическое истолкование.

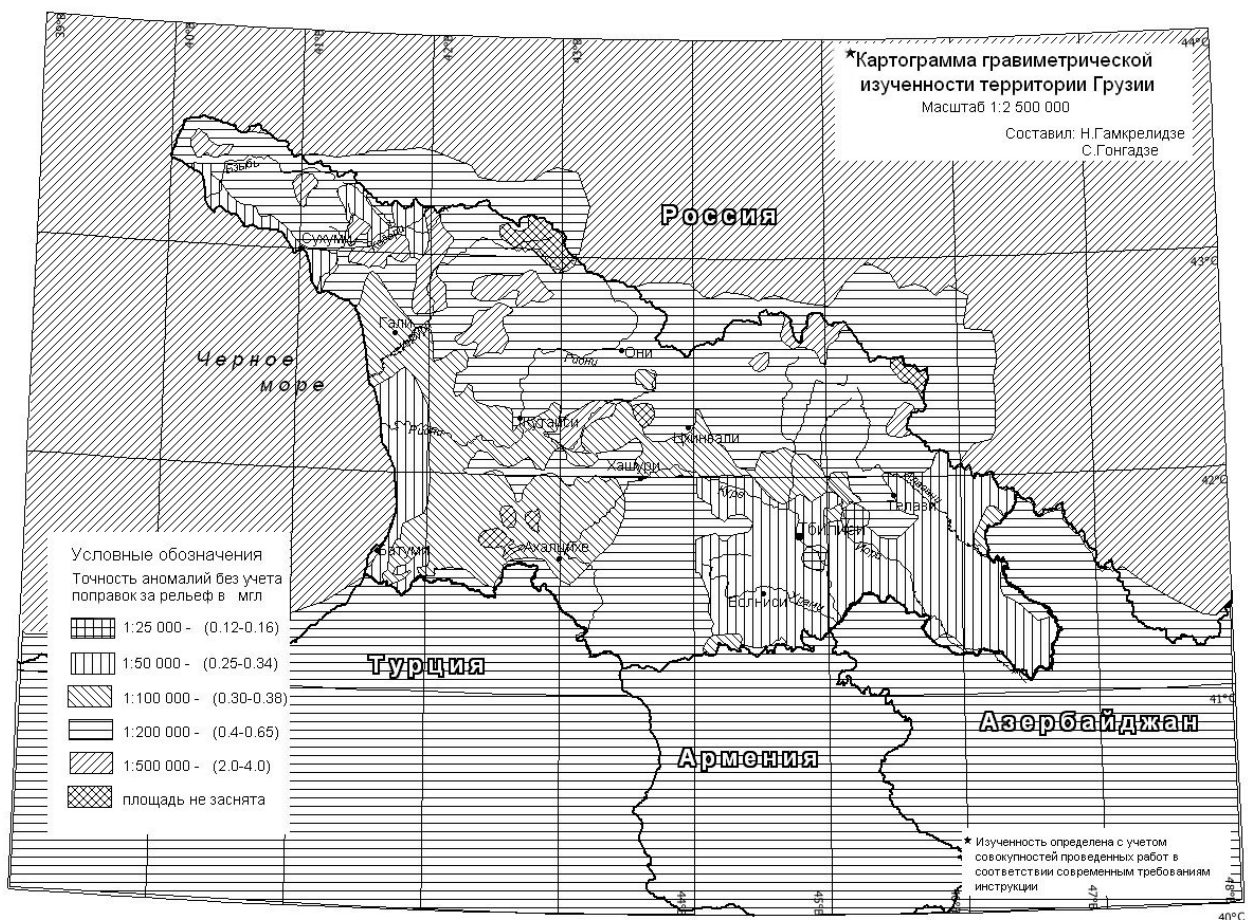


Рис.2.4. Картограмма гравиметрической изученности Грузии

Тридцатые годы в Грузии отмечались началом применения гравиразведки-вариометрии, в 1934г. впервые она была применена на нефтяном месторождении Патара Шираки. Работа была проведена Б.Балавадзе под консультацией проф. А.Никифорова. В дальнейшем этот метод был применен им же на Омпаретском нефтяном и Ахалцихском угольных месторождениях. На всех этих участках результаты оказались сложными и качественно трудно интерпретируемы, что в какой-то мере воздержало дальнейшее применения метода. Хотя оптимизм о применимости метода в благоприятных рельефных и геологических условиях не уменьшался. В 1946г. с целью поисков нефтеперспективных структур в Колхиде, на небольшой площади «Набада» была проведена вариометрическая съемка под руководством Б.Балавадзе. Результаты съемки оказались примечательными, была получена интенсивная аномалия, достигающая нескольких десятков Этвеш, что стало основанием заложения здесь опорной глубокой скважины. Скважина вскрыла под мощными современными и плиоценовыми отложениями структурное поднятие в палеогеновых и

меловых отложениях. Обнаружение структурного поднятия стало поводом заключения, что в Колхиде могли быть весьма благоприятные нефтегазоносные структуры. После чего, здесь были начаты широко работы геолого-поисковые, геофизические и глубокого бурения, и были обнаружены месторождения нефти, пока небольшого объема, но обнадеживающие на перспективу, в чем немалая роль принадлежит геофизическим исследованиям, в том числе гравиметрическим.

В 1949-1955 гг геофизические работы развиваются по двум направлениям: научному (Институт геофизики АН Грузии) и поисково-разведочному (производственные организации республики). Самыми значительными в Институте по гравиметрии оказались съемки на нефтяных площадях (М.Абакелия) и общегеологического характера в предгорных и горных районах (Б.Балавадзе, Г.Шенгелая). Вместе с тем ведутся (Б. Балавадзе) работы по созданию опорной сети второго класса на территории Грузии, для этого применялся гравиметр «Норгард», тогда, повышенной точности с использованием авиа- и автотранспорта с целью наибольшего сокращения времени между наблюдениями на исходном и выставляемых пунктах. Исходным пунктом для опорной сети служил гравиметрический пункт I класса, находящийся в подвальном помещении Тбилисской сейсмической (физической) обсерватории. Точность опорной сети оказалась невысокой ($\pm 3,3$ мГл). В середине 50-ых годов прошлого столетия институт геофизики главное внимание уделяет площадной съемке высокогорной части территории. Из-за сложных рельефных условий, низкого топогеодезического обоснования и недостаточной технической оснащённости, гравиметрическая съемка этих районов оказалась невысокой точностью $m(\Delta g_a) = \pm 2.5-3.0$ мГл, соответствующая мелкомасштабной съемке. Б.Балавадзе, объединив их с существующими тогда данными относительных маятниковых и гравиметрических измерений, составляет гравиметрическую карту территории Грузии в редукции Буге 2,67 с топопоправкой $R=200$ км, в масштабе 1:1000000 с сечением изодинам через 5 мГл. В дальнейших годах до 70-ых, группа специалистов Института под руководством Б.Балавадзе, время от времени, осуществляет экспедиционные выезды с целью уточнения гравитационного поля на ранее исследованных площадях Грузии или увязки этих данных в региональном плане Кавказа.

После Отечественной войны по Союзу в широком масштабе развиваются поиски и разведка полезных ископаемых, особенно, стратегического сырья - нефти и газа. С этой целью трест «Главнефтегеофизики» Министерства НП командирует в Колхиду гравиметрическую (вариометрическую) партию в составе Грузинской геофизической экспедиции с целью установления возможности выявления глубокозалегающих структур данным методом. Структур, как таковых, выявлено не было, но были оценены геолого-геофизические условия проведения работ, в том числе с применением гравиметра. Уже в 1947г. в Грузии работает две гравиметрические партии - одна в Западной, другая Восточной. В том и последующих годах до 50-ых, ими проведенные работы по небольшим участкам территории носили опытно-производственный характер в исследовании структуры гравитационного поля так и, главным образом, в установлении структурного плана геологической среды. Эти работы не отличаются, даже, тогда принятой точностью по измерениям поля, так и по топогеодезическому обоснованию. Тем не менее, решение задач, предусмотренных проектом, принято удовлетворительным (картограмма, отчеты).

В 1950г. по поисково-разведочным направлениям нефти и газа на территории Грузии работают три партии, размещенные (Имерети, Кахети и Джавахети) далеко друг от друга. Партии были оснащены приборами прежнего класса невысокой прецизионности и транспортабельности. В методическом отношении с прошлым особого прогресса не было, маршруты отрабатывались длительным периодом во времени привязки к опорным пунктам III класса. Съемки оказались, скорее, рекогносцировочными, среднего масштаба. Точностью различной $\pm 1-2$ мГл. Геологические результаты имеют, чисто, формально-описательный характер, структуры самого поля связать с геологией было трудно, а на Джавахетском нагорье невозможно (контуры, отчеты).

В 1951-1955 годах на территории Грузии гравиметрические работы велись двумя партиями на далеко разобнесенных участках, предположено выбранных перспективными на нефть. При этом применялись гравиметры первые два года марки ГКМ, последующих - «Норгард», который позволил повышение качества измеренных величин и проведения работ, хотя частично, в масштабе 1:50000 на равнинах и 1:100000 в горных условиях.

Начало 60-ых годов прошлого столетия представляется заслуживающим внимания этапом развития гравиметрических исследований на территории Грузии. В этих годах по Союзу происходит перевооружение работы аппаратурой повышенной точности. Повышаются требования

к исследованиям в отношении геологической эффективности. Означенное мероприятие требовало создания опорной сети повышенной точности и удобной для увязки с ней полевых опорных пунктов. С учетом этих требований институт физики Земли имени О.Шмидта под руководством Буланже поставляет опорные гравиметрические пункты первого класса в Крыму и на Кавказе, увязанные с Потсдамским пунктом через Пулково. На территории Тбилиси выставлено 2 таких пункта, один - в районе аэропорта, а второй - в помещении (тоннель) экспериментальной гравиметрической лаборатории Института геофизики.

На год позже трест «Спецгеофизика» на базе опорной сети I класса на территории Грузии создает опорную сеть из 7 пунктов, расставленных по регионам неравномерно.

Приведенные выше мероприятия дали стимул и возможности производственным организациям (Грузинская геофизическая контора - позже «Грузнефтегеофизика», «Грузгеология») выполнить крупномасштабные гравиметрические исследования нефтегазоперспективных площадях Рионско-Куринской депрессии.

Из этих работ, соответствующих современным требованиям по своей точности, определений измеряемых величин и плотности пунктов измеренных величин насчитывается около 12 работ. Они частичным перекрытием друг друга полностью покрывают площадь названного региона. Результаты этих исследований оказались многоплановыми поисково-разведочным и региональным решением геологических вопросов.

В тех же годах гравиметрической съемкой масштаба 1:100000 охватываются площади со сложными орографическими условиями Малого Кавказа. Это горное сооружение комфортно с большим подобием отображено в аномальном поле силы тяжести.

Позже, уже в 70-ых годах, с целью поиска и разведки металлоносных структур и прогнозной оценки перспектив глубин металлогенных регионов, внедряется комплекс геофизических методов, в том числе гравиразведка. В этом плане, наиболее благоприятными рельефными и геологическими условиями для гравиразведки является Болнисский металлогенический район. Гравиметрическую съемку масштаба 1:50000, здесь, по просьбе «Грузгеологии», выполнили отряды треста «Спецгеофизика». Результаты оказались интересными и успешными в смысле определения перспектив Маднеульского медно-золотополиметаллического месторождения - устанавливается его продолжение на юго-восток на глубине, доступной для добычи шахтным способом, и выделения магматогенно-кольцевых структур с приподнятым ядром кальдерного типа. С первым связано является ли аномалиеобразующим фактором Маднеульское месторождение, а со вторым - по кольцу структуры расположены Давид-Гареджское, Абульмулькское и Самсакдарское медно-золотоносные месторождения и рудопроявления. Кроме того, те же самые данные позволяют определить морфологию фундамента и разрывных нарушений разного порядка.

Аналогичные работы, выполненные в высокогорных условиях Южного склона Большого Кавказа с целью выявления металлоносных структур и различных тектонических нарушений, оказались малоэффективными.

Со второй половины 70-ых по 90-е годы прошлого века гравиметрические работы крупного масштаба стали применяться на ограниченных, перспективных площадях с целью детализации прежних исследований.

Параллельно, но время от времени, на отмеченных выше площадях Институтом геофизики по инициативе и под руководством проф. Б.Балавадзе осуществляются гравиметрические работы по увязке отдельных гравиметрических съемок по Кавказу, в том числе и в Грузии, с целью переувязки некоторых съемок и приведения их в единую систему измерений. Впоследствии была составлена и издана гравиметрическая карта масштаба 1:1000000 Кавказа в редукции Буге 2,67 с топопоправкой радиусом до 200 км. Она была первая регионального характера и совпала с периодом подготовки аналогичных геологических карт Кавказа, требующих подкрепления своего содержания, в какой-то мере, аргументами регионального гравитационного поля. Вместе с тем, из-за того, что она имела некоторые неточности и редкую сеть наблюдений, особенно, в горных частях в скором времени стала морально устаревшей.

С 60-ых годов по Союзу планируется издание комплекта (Фая в свободном воздухе, Буге 2,3, Буге 2,67 и высот с поправками за рельеф) гравиметрических карт масштаба 1:200000. В соответствии с отмеченным решением в системе «Грузгеологии» ведутся сбор и подготовка гравиметрических материалов для составления и издания указанного комплекта карты по Грузии.

При этом выясняется, что горные районы республики гравиметрической съемкой покрыты весьма редкой сетью наблюдений, или значительные ее площади пропущены при съемке. По

этому поводу с того периода в «Грузгеологии» организуется полевые гравиметрические работы и велись до 70-ых прошлого столетия с целью повышения изученности указанных площадей. Однако из-за низкого топогеодезического обоснования, работы оказались не удовлетворяющими к требованиям карт означенного масштаба. Что стало поводом повторной пересъемки тех же площадей, но уже партиями «Спецгеофизики». Работы велись в 1973-83-ых годах с перерывами. Получены материалы удовлетворительного качества и использованы при составлении указанных карт.

Используя существующие тогда картографические материалы и каталоги гравиметрических пунктов заснятости территории Грузии, в «Грузгеологии» была составлена гравиметрическая карта (комплект) Грузии, удовлетворяющая требованиям м-ба 1:200000 и издана «ВНИИГеофизикой». Тем самым завершается важной ступенью выше второй этап изученности территории Грузии методом гравиметрии. Нами был переработан весь собранный материал, создан компьютерный банк данных, и построена электронная версия гравиметрической карты масштаба 1:200 000 (прил.2.2.).

На представленной здесь картограмме (рис.2.4), показано картирование территории с перекрытием площадей в историческом аспекте.

Результаты анализа материалов, соответствующих с точки зрения степени изученности территории методом гравиметрии, в соответствии с требованиями настоящего времени, дается там же. В целом он отвечает информативностью быть использованным для решения региональных различных геологических проблем, поисков и разведки полезных ископаемых.

2.4. Изученность территории методами сейсморазведки

а). Метод преломленных волн (КПВ) и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

Первые попытки использования метода сейсморазведки с целью решения вопросов структурной геологии на территории Грузии относятся к начальному периоду образования Института геофизики. В 1934г. методом преломленных волн была проведена работа на нефтяном месторождении Патара Шираки, а в 1937г. на Чиатурском месторождении марганца. Эти работы имели научно-методический характер, но вместе с тем получены результаты практического значения. На Патара Шираки выявлена зона разрушения, которая проходит в ширакской и акачил-апшеронской толщах, перекрытых постплиоценовыми отложениями. На Чиатурском месторождении марганца была установлена площадь возможного распространения марганцевого горизонта на глубине, и различные нарушения волнового поля, связанные с разрывной тектоникой самого горизонта. Эти результаты впоследствии были подтверждены в деталях горнопроходческими работами, что оказалось удивительным на фоне существующих тогда технико-методических возможностей.

В 1941 и 1947гг. в институте геофизики ведутся сейсмические работы под руководством Г.Твалтвадзе по двум направлениям к исследованию техники и методики полевых работ получения записи волнового поля на больших дистанциях и установления возможности изучения глубинных горизонтов земной коры в сложных геологических условиях Грузии. При этом используются крупные промышленные взрывы. Опытные работы проводились в Куринской депрессии, взрывы с большими зарядами производились на стройке Чатах ГЭС (Боржомское ущелье). Вначале одноканальные сейсмические станции были расставлены редко по профилю до 100 км. Второй раз аналогичные работы были проведены в той же депрессии, но по длине профиля (до Шемахи) несколько превышающей прежний. Однако информативная запись была получена на 250 км от пункта взрыва. В результате этих работ было установлено трехслойное строение земной коры со скоростными характеристиками, в частности [52]:

1.Осадочный слой мощностью 3.5-4.0 км скоростной характеристикой $V_p=4,4$ км/с $V_s=2.6$ км/с.

2. «Гранитный» горизонт мощностью порядка 20 км с $V_p= 5.6$ км/с и $V_s=3.2$ км/с.

3. «Базальтовый» горизонт мощностью около 24 км с $V_p= 6.6$ км/с и $V_s=4$ км/с.

Продолжением этих работ в идейном смысле явились опытные работы, проводившиеся тем же коллективом в 1954г. и в том же регионе, но с взрывом в районе Ткибули в других геологических условиях. Здесь радиус получения нормально читаемой сейсмической записи с широким спектром полезных волн получился до 350 км. В результате были уточнены отдельные параметры тех же ранее выделенных горизонтов, например, первого осадочного слоя мощность определялась в пределах до 7км, $V_p=4.3$ км/с и $V_s=2.6$ км/с; мощность второго горизонта

определена порядка 17 км, а $V_p=5.6\text{ км/с}$, $V_s=3.3\text{ км/с}$. Третий - «базальтовый горизонт» недостаточно четко прослеживается.

Полученные сейсмометрические результаты по удаленным промышленным взрывам в Куринской депрессии были приняты долгое время моделью строения земной коры Кавказского региона.

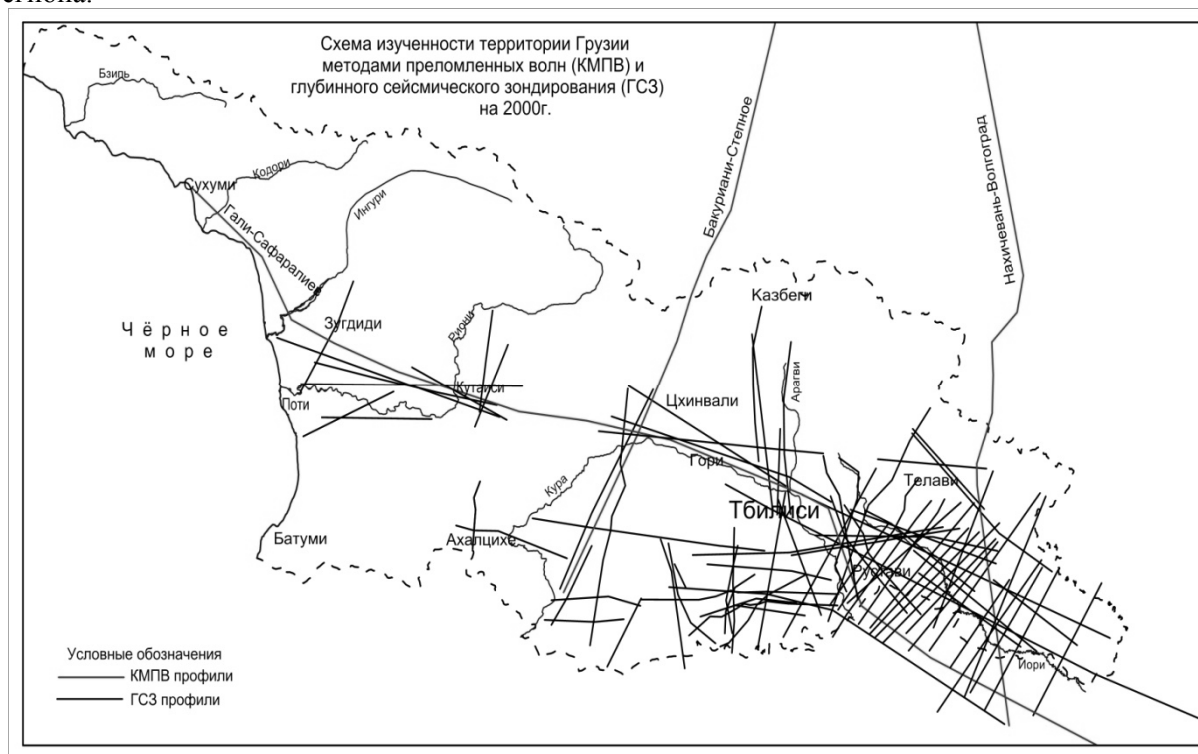


Рис.2.5.Картограмма изученности территории Грузии методами КМПВ и ГСЗ

Эти и аналогичные сейсмические работы с удаленными источниками колебаний в других регионах Союза, а также разработка многоканальных высокочувствительных сейсмических станций в сороковых годах прошлого столетия позволили ученым разработать более совершенный сейсмический метод исследований глубинных горизонтов земной коры. Первые попытки в этом плане были осуществлены в 1948г. в Грузии между с. Анаклия и Рикотским перевалом. Здесь под руководством акад. Г.Гамбурцева были осуществлены сейсмические исследования по определению технической возможности и методики глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с целью изучения глубинного строения земной коры. При этом разрабатывались следующие вопросы: а) возможность увеличения дальности регистрации сейсмических волн от сравнительно маломощных взрывов, б) возможности непрерывной корреляции преломленных волн на больших удалениях от пункта взрыва, в) выбор мест для возбуждения и приёма сейсмических колебаний. Кроме технико-методических разработок были получены геологические результаты: расчленение осадочного комплекса и его основания по характеру дискретно-непрерывного изменения (увеличения) сейсмических скоростей с глубиной.

В полосе Анаклия - Хета было выделено семь сейсмических слоев, различающихся между собой по мощности и скоростными параметрами. Слои от первого до седьмого, включительно, относятся к осадочному комплексу, характеризуются разными мощностями и увеличивающимися с глубиной скоростями прохождения сейсмических волн. Общая мощность комплекса составляет 8-8,5 км, последний слой с кажущейся скоростью 6,4 км/с относится к фундаменту («гранитному» горизонту) осадочного чехла.

Работы по этому направлению в Грузии были невольно приостановлены. Рассмотренный период (1934-1958г.г.) применения метода преломленных волн на территории Грузии с целью изучения глубинного геолого-геофизического строения можно считать попыткой апробации данного метода о его возможности для решения геолого-геофизических задач, выработки методики отработки полевых материалов и их камеральной интерпретации, а также установления сейсмогеологических условий региона. Это есть не типичное системное знание о целевом объекте, нельзя выделить его с точки зрения изученности определенным этапом – «парадигмой». Однако,

фрагментарно накопленные сейсмометрические данные преломленных волн, поставили вопрос на повестку дня, о необходимости изучения глубинного геолого-геофизического строения, и доказали существовании такой возможности в сложных геолого-геофизических условиях региона.

С развитием техники и методики метода преломленных волн, 60-ые годы прошлого столетия стали этапом сейсмометрических исследований территории Союза, в том числе и Грузии. На Кавказе проводится глубинное сейсмическое зондирование, в частности: в 1961-1962г.г. группой «Спецгеофизика» под руководством Г. Юрова проводятся работы методом ГСЗ по профилю «Степное – Бакуриани», который пересекает Большой Кавказ через Рокский перевал и Малый Кавказ через Боржомское ущелье-Бакуриани до озера Цунда, которое находится на Джавахетском плато-нагорье. Профиль был отработан системой наблюдений, рассчитанной на прослеживание глубоких горизонтов коры, но глубинные геолого-геофизические условия не позволили проследить все глубокие горизонты с одинаковой удовлетворительной достоверностью.

Исходя из слабо дифференцированного качества материалов, по профилю Степное-Бакуриани, автор работы приходит к заключению, что консолидированная кора по этому профилю состоит из одного слоя.

Вслед за «Степное-Бакуриани», «Спецгеофизика» приступает, но в другом составе исполнителей, к выполнению работ по профилю ГСЗ «Гали-Сафар-Алиев». Профиль проходит по Рионско-Куринской депрессии, местами относительно в сложных сейсмогеологических и поверхностных условиях. В связи, с чем профиль местами отходит в сторону от генерального направления, а местами пересеченные рельефные интервалы пропущены, например, Дзирульский массив. Вместе с тем, профиль очень интересен качеством и информативностью зафиксированных в первых вступлениях преломленно-рефрагированных волн и в последующих вступлениях множества отраженных волн, а дифрагированных сравнительно мало.

Аналогичный случай имеется при обработке профиля «Волгоград-Нахичевань», который на территории Грузии проходит через Медвежий перевал Б. Кавказа, Алазанскую долину и Гаре-Кахетию. Здесь высокогорная часть пропущена. Зато качество и информативность полученных материалов, высокие в совокупности с множеством глубинных отраженных волн.

К этому периоду относится инициатива местных научных и производственных организаций приступить к исследованию глубинного строения глубоко погруженной Рионско-Куринской депрессии с прагматической точки зрения - установления региональной глубинной тектоники и выявления возможно нефте-газосодержащих структур. В этих исследованиях ведущее место принадлежит Институту геофизики АН Грузии и тресту «Грузнефтегеофизика». Позже, но в тех же годах, аналогичные исследования разворачиваются по исследованию металлогенических регионов с целью установления мощности продуктивных вулканогенных осадочных толщ, картирования межпластовых магматических горизонтов и систем разрывных нарушений, выявлению возможно благоприятных металлоносных структур. В этом плане приоритет принадлежит Управлению геологии республики, как ведущему и ответственному исполнителю за геологоразведочные работы в горнопромышленной отрасли.

Еще позже, но в том же периоде, объектом исследований КМПВ становятся регионы со сложной природой глубинного геолого-геофизического строения и происходящих там геодинамических процессов в виде землетрясений, чреватых риском для живущего там населения. Таким регионом является Южная Грузия - Месхет-Джавахети. В 1955-1957 годах Институт геофизики проводит сейсмические работы КМПВ в южной части Джавахетского нагорья в районе оз.Ханчал и пос.Рустави. Позже геологическое управление проводит аналогичные работы в более широком масштабе и успешнее с геологической эффективностью.

Надо заметить, что во всех работах на указанных выше территориях трудно установить единый системный подход для целенаправленного исследования каких-либо горизонтов, с обоснованием полученной о них максимальной информации для установления их морфоструктуры и достоверной природы, хотя такая необходимость всегда присутствует на всех этапах исследований. К сожалению, эти вопросы во всех регионах исследований остаются «половинчато» решенными.

На схеме (рис.2.5) представлено расположение профилей КМПВ и ГСЗ на территории Грузии. Для краткого описания мы систематизируем их по регионам исследований, решаемых задачам и авторам исполнителей. После глубинного зондирования в региональном и в практическом плане исследований выявлено, что приоритетным является восточная часть Куринской депрессии - Гаре Кахети. Работы выполнены Институтом геофизики (Гвалтвадзе Г.К, Иоселиани М.С) в контракте с трестом «Грузнефтегеофизика». Работы проводились с целью

установления и прослеживания по простиранию литолого-структурной и петрофизической неоднородностей осадочного покрова, составления морфологии и структур фундамента складчатого основания, установления связи глубинной тектоники между геотектоническими зонами по пересечению депрессии с прилегающими горными сооружениями. К сожалению, не одинаково удачно решались эти задачи в связи со сложными геолого-геофизическими условиями, особенно в части разделения осадочного покрова по горизонтальной неоднородности и установлению морфологии поверхностей раздела. Глубина погружения фундамента местами оказалась неожиданно глубоко, что на системах наблюдений преломленных волн не зафиксировано или прослеживается неуверенно. В целом, осадочная толща делится на две-три литолого-петрофизические части, не имея структурного отображения. Что касается фундамента складчатого основания, он выделен и прослежен прерывисто однократным перекрытием.

Продолжением к выполнению тех же задач в этом регионе являются работы выполненные трестом «Грузнефтегеофизика» [Маградзе С., Гирсиашвили Д.]. Они пополняют сеть профилей прежних исследований для составления среднемасштабных структурных карт поверхности крупных стратиграфических систем-отделов, в частности, мезозойского и др. осадочного слоя. Эти горизонты недоступны для исследований методом ОГТ (отраженных волн). Это уже было прогрессом, но благоприятных структур, предположительно нефте-газосодержащих, на глубине порядка 7-8 км обнаружено не было.

В 1968-1973г.г. в исследования глубин данного региона включается трест «Спецгеофизика» Министерства геологии Союза. Поводом для этого послужило обнаружение в предшествующем году Самгорского нефтяного месторождения и интенсивный приток газа в скважине на Таборской структуре. В этой связи, трестом было организовано несколько партий, выполнивших профилирование КМПВ вдоль и поперек указанного выше региона, а также на прилегающих к нему территориях. Работы были проведены, квалифицировано, полученные полевые материалы оказались информативными по расчленению осадочного слоя, необходима переинтерпретация с использованием компьютерного программного обеспечения.

Западнее от г.Мцхета до с.Сурами, вдоль Куринской депрессии расположена обширная густонаселенная территория Земо Картли - второй нефтегазоперспективный регион после Кахети. Здесь выполнено не так много профилей (5-10) МПВ. Но общая черта структур и литофациальное распределение в разрезе осадочного слоя установлены четко. Фундамент осадочного слоя прослеживается достаточно уверенно, но вопросы об его литолого-петрографическом составе остаются невыясненными, проблематичными. Дело в том, что петрофизические параметры древних пород Дзирульского массива значительно ниже полученных, определенных по сейсмическим данным, на глубине депрессии, и это требует объяснения.

Колхидская низменность и окружающие ее Окриба, и склоны горных сооружений методом преломленных волн исследованы редкой сетью профилей (рис.2.6). Тем не менее, морфоструктура основных крупных стратиграфических горизонтов осадочного слоя и литофациальные распределения в этом слое с фундаментом складчатого основания находятся вроде комфортного отображения в графических построениях геометрической сеймики и томографии. Тем самым, можно сказать, уточнена общая модель глубинного морфоструктурного строения осадочного слоя с его фундаментом.

Следующий регион, нуждающийся и требующий глубинных сейсмических исследований, является Артвино-Болнисская глыба и ее составные части - Джавахетское нагорье, предположительно с неглубоким залеганием древнего фундамента, и Болнисская тектоно-металлогеническая зона, с погруженным, синклиальной формой, фундаментом и вулканогенно-осадочным слоем. На первом, в 50-ые годы прошлого века, Институтом геофизики были проведены, в опытном порядке, работы методом преломленных волн по двум профилям, проходящих в южной части нагорья. Было определено залегание высокоскоростного горизонта, условно отнесенного к фундаменту осадочного слоя, на глубине вблизи абсолютного нуля. Здесь же, но позже, во второй половине 60-ых и в 70-ых годов, сеть профилей КМПВ пополнилась в результате проведенных работ ГСЗ «Спецгеофизикой» и региональных исследований, выполненных экспедицией «Грузгеологии». Благодаря применению повышенной точности техники и методики полевых исследований, стало возможным разделение осадочного слоя на несколько преломляющих толщ и уверенного прослеживания фундамента, залегающего на глубине, весьма отличной от абсолютного нуля по площади. Исследования Болнисского металлогенического района (зоны) методом сейсморазведки началось в 1964 году и продолжалось с перерывами по 1974 год. Работы были осуществлены экспедицией «Грузгеологии». За этот

период и со второй половины 50-ых годов территория Болнисского региона насыщена также детальными исследованиями различного комплекса геофизических методов, в том числе, методов сейсморазведки. По всем методам получены весьма сложные материалы, в тоже время, насыщенные качественной информацией полезных сигналов, но неоднозначно интерпретируемые при ручной обработке.

б) Методом отраженных волн общей глубинной точки ОГТ изучалась и продолжает изучаться местными и инвесторными организациями межгорная депрессия (рис.2.6). Эта территория покрыта методом ОГТ в 1:50000 масштабе сетью профилей. Временные разрезы характеризуются средней и хорошей информативностью до 4-5 секунд, после чего внизу информативность значительно снижается. Несмотря на это, анализ материалов показывает, что по всей ширине сейсмограмм, возможно, провести сейсмостратиграфию. В депрессионной части территории выделяется несколько отражающих условных маркирующих горизонтов. В том числе, в верхней юре (Алазанская депрессия), кровля мела, прерывисто кровля майкопа и во всех отделах сармата. По этим горизонтам составлены достаточно информативные структурные карты.



Рис 2.6. Картограмма изученности территории Грузии методом ОГТ

в). Сейсмологические исследования - инструментальные наблюдения над землетрясениями ведутся с начала прошлого века в Тбилисской сейсмической обсерватории, которая долго была единственной на Кавказе, затем образовались в Баку, Ереван, Шемахе и т.д., сеть расширилась до 44 сейсмических станций. В 60-ых годах, в Грузии их количество насчитывалось до 15, где записывался полный комплекс составляющих. Кроме, инструментальных наблюдений, видными сейсмологами Грузии были собраны древние, чуть ли не с доисторического периода, данные о событиях землетрясений. Таким образом, каталог землетрясений на территории Грузии и к ней прилегающим полосам насчитывает около 70000 событий. Каталог содержит координаты событий, дату и время, глубину гипоцентра по инструментальным записям, интенсивность в баллах редко, в магнитудах, не всегда энергетический класс и т.д. В таком виде данные позволяют выполнить статистическую обработку всей совокупности событий землетрясений.

Глава 3. Физические свойства горных пород

Данная монография посвящена физике земной коры Грузии по данным комплексной интерпретации геофизических аномальных полей - магнитного, силы тяжести, сейсмических (КМПВ, ГСЗ, сейсмология) волн. Решение этой обратной задачи требует знания физических

свойств горных пород. Со своей стороны эти поля находятся в причинной связи с магнитными, плотностными, упругими (прохождения сейсмических волн) свойствами горных пород, слагающих земную кору региона. Поэтому результаты исследований петрофизических свойств, во всем их спектре, необходимы для решения поставленных задач в данной монографии, т.к., они являются «физикой» коры и априорными данными для интерпретации геофизических полей. «Во всем их спектре» подразумевается параметризация всех видов пород и формаций, распространенных на территории исследований. Сюда входит:

Статистическая оценка параметров физических свойств, в том числе, их доверительных границ, корреляционная зависимость между физическими свойствами и пр.

Определение изменения физических свойств горных пород и формаций в зависимости от изменения литолого-фашиального состава, возраста, генезиса, глубины залегания и метаморфизма.

Перечисленные виды исследований осуществимы при высокой степени целенаправленного и грамотного осуществления полевых работ по петрофизической изученности территории. При всем этом требуется современная техническая оснащенность лаборатории, не говоря, о такой технике, которая позволила бы измерения физических параметров осуществить при высоких давлениях и температурах. В организациях, выполняющих петрофизические исследования, по обоим вопросам имелись разного рода проблемы.

В плане полноспектральной характеристики физическими свойствами геологических образований осадочного слоя с фундаментом, как видно из обзора петрофизической изученности территории, задача нелегкая. Тем не менее, при реальной степени изученности территории петрофизическими исследованиями, выполненными в естественных воздушных условиях, можно на все поставленные вопросы ответить, пока, с номинальной вероятностью.

3.1 Петрофизика и ее геологическое толкование (в связи с геологическим строением)

Как следует из тематики, объектом исследований является геологическое строение территории Грузии, способом познания, главным образом, полный комплекс геофизических методов разведки, материалы региональных геологических исследований и глубокого бурения. В этой связи петрофизика занимает немаловажное место, несущая геологическую информацию о распределении крупных глубинных геологических тел с одной стороны и, главное, как основа интерпретации обратных задач геофизики с другой. В соответствии с примененным комплексом для исследований методов и полей, в петрофизической характеристике региона приводятся те физические свойства (χ , J_n , σ , V), которые лежат в основе генезиса геофизических аномалий. Однако прежде чем выполнить такую характеристику, считаем необходимым, привести некоторые сведения о характере представительности данных измерений.

Здесь приводятся эмпирические материалы вышеуказанных физических свойств, выполненных геофизическими организациями «Грузгеологии», «Грузнефтегеофизики» и Институтом геофизики (в небольшом объеме). Надо заметить, что методика отбора образцов и определения на них параметров физических свойств несколько отличались в этих организациях. Дело в том, что организациями «Грузгеологии» физические свойства изучались на образцах, отобранных из обнажений по маршрутам, пересекающие поперек геологических образования (структуры). При этом выбирались представительные дубли образцов из двух пунктов удаленных друг от друга на 3-5м по каждой литологической разновидности и возраста пород. Из дублирующих, на первых образцах определялись основные физические параметры (σ , V , χ , J_n), что позволило охарактеризовать статистической оценкой все литологостратиграфические разновидности, а второй дубликат использовался для выборки по литологостратиграфическим разновидностям однородной совокупности образцов, из которых 30-50% подвергаются определению тех же физических параметров и по этим данным вычисление дисперсии и среднеквадратических отклонений инструментальных измерений [Крембейн].

Подразделение «Грузнефтегеофизики», осуществляющее измерения петрофизических параметров в течение 50 лет прошлого века на образцах из нефтепоисковых и разведочных скважин, ограничивалось количеством и интервалом случайного выхода кернового материала. Что касается отбора образцов из обнажений, ими осуществлялось в нефтепоисковых регионах в ограниченном количестве – выборочно, штучным способом отбора. По ним измерялись интересующие нас параметры: σ , V_p , V_s (редко) и χ (редко). Институт геофизики определением петрофизических параметров занимался два летних сезона и ограничился западной частью южного склона Б. Кавказа. Отбор образцов там производился редкой сетью в порядке отбора

штуфных проб, определялась только плотность - σ . Таким образом, по степени петрофизической изученности, территория делится на средне- и мелкомасштабные площади съемки, преобладает последняя - 1:500000.

3.2. Магнитные свойства горных пород и руд, петромагнитные модели осадочного слоя и его кристаллического основания территории исследований

Известно, что аномальное магнитное поле (стационарная составляющая геомагнитного поля) обусловлено разностью магнитных свойств горных пород и руд, слагающих земную кору. Различают два типа намагниченности среды - индуктивную (J_i) и остаточную (J_n), которыми в различной степени обладают горные породы и рудные образования. Индуктивная намагниченность (J_i) зависит от вещественного состава пород и руд и напряженности H намагничивающего поля, которая определяется отношением $J_i = \chi H$, где χ - коэффициент пропорциональности - восприимчивость.

Остаточная намагниченность (J_n) тоже зависит от состава, но раз обратившись в геологическое прошлое, может, и по сей день сохранять ту, же напряженность.

В целом обе намагниченности вместе обуславливают стационарную аномальную составляющую геомагнитного поля, зависящую от магнитного момента M геологических тел (среды), определённую отношением $M = (J_i + J_n) V$, где V - объём.

Выявление морфоструктуры АМП и решение обратной задачи магниторазведки, целью которой является конкретизация - установление пространственных границ аномалиеобразующих минеральных накоплений и определение их ориентировочного формационно-литологического состава не могут быть успешно осуществлено без вышеупомянутых параметров, устанавливаемых петромагнитными исследованиями геологической среды.

Вместе с тем петромагнитные параметры (J_i, J_n) сами представляют информацию о геолого-формационном строении данного региона. В этом плане петромагнитные исследования получили развитие в нескольких направлениях - формационно-аналитическом, в изучении намагниченности горных пород *in situ*, в палеомагнитных исследованиях, в обобщающих работах, освещающих петромагнитные свойства в различных геотектонических зонах с различными условиями генезиса и проч.

Аналогичная работа по обобщению материалов петромагнитных исследований территории Грузии с удовлетворительной детальностью на сегодняшний день пока ещё не выполнена. Её высокое научное и практическое значение, несомненно, к тому же квалифицированная геолого-геофизическая интерпретация АМП требует обобщённой работы соответствующей петромагнитной карты.

Петромагнитные материалы, полученные при выполнении различных целенаправленных геолого-геофизических исследований, размещенные в фондовых геологических отчётах, позволяют составить петромагнитную карту масштаба 1:500000 на геолого-формационной основе.

Магнитная восприимчивость и остаточное намагничивание горных пород и руд порой отражают такие особенности геологической среды, которые традиционными методами не воспринимаются и в виде петромагнитной карты они весьма полезны: для уточнения наших представлений о формационной принадлежности горных пород, для установления возрастного уровня, коагматизма, а также оценки межрудиформационных связей.

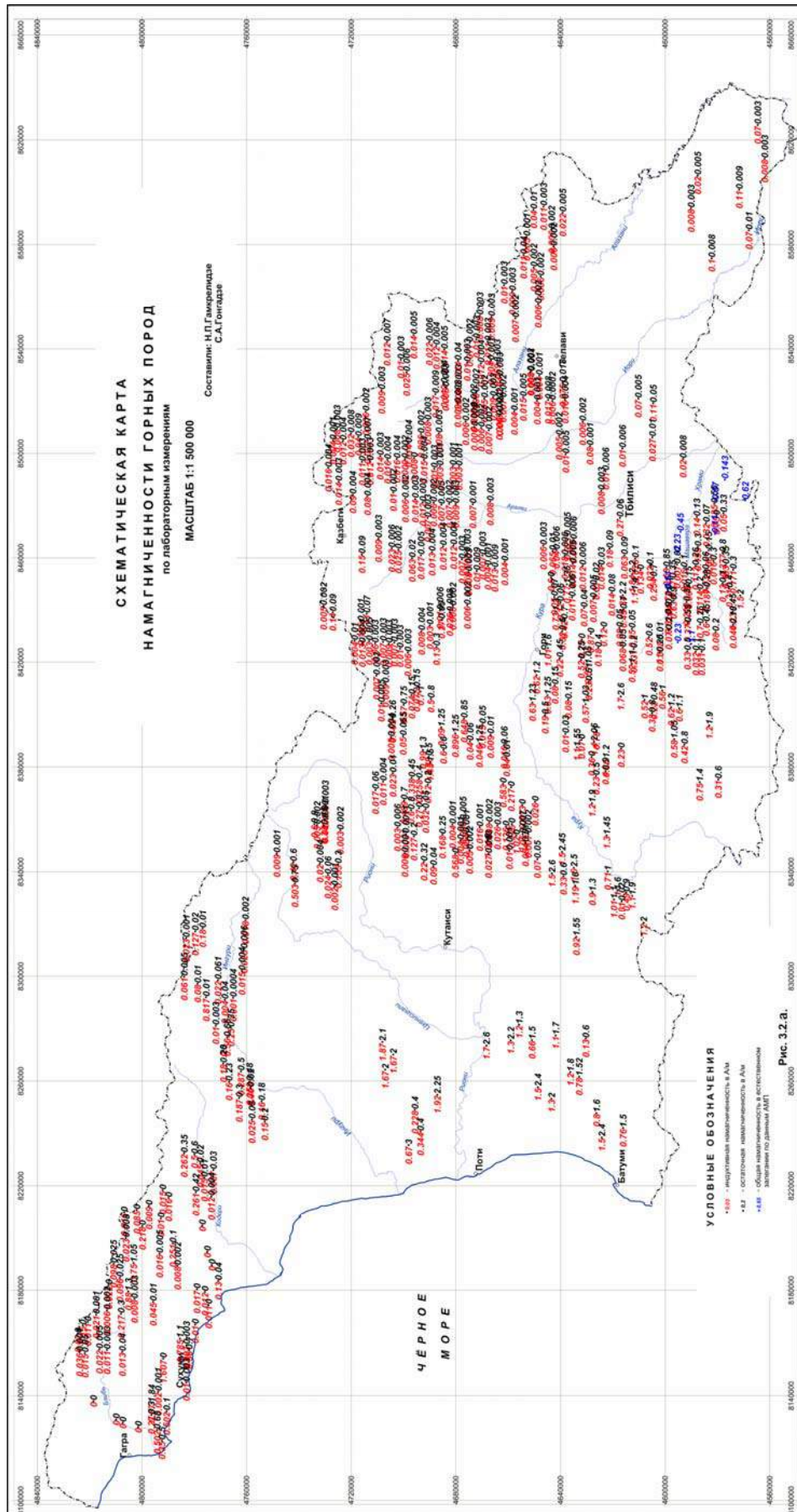
При сопоставлении петромагнитных данных с материалами аэронадземной магнитной съёмки возможно разделение аномального магнитного поля на поверхностное и глубинное, а также характеристика тектонических особенностей.

Все перечисленные особенности имеют большое значение при прогнозировании рудных полезных ископаемых.

Данный параграф с петромагнитной картой (прил.3.1.) отражает современное состояние изученности отрасли. Однако она и не может претендовать на полное отображение петромагнитной реальности геологической среды территории.

Изученность магнитных свойств – восприимчивости горных пород Грузии отображена на рисунке 3.2.а., которая по степени изучения соответствует масштабу 1:500000. Однако глубинность и полнота исследования разновидностей горных пород недостаточно соответствует стадии "поискования". Измерение магнитных свойств (параметров) производилось в основном в лабораторных условиях, на образцах, взятых из обнажений и скважин. В обнажениях на месте

определялась только восприимчивость, и то в ограниченном объёме. Для измерений были использованы приборы, основанные на индуктивных - ИМВ-2 и феррозондовых - "Фанзелау"



принципах измерений, различающихся по возможностям определения различных параметров и классу точности, которая в среднем составляет 10-12%. Всего количество измеренных петромагнитных параметров составляет 75000.

Методика составления петромагнитной карты определяется исходя из следующих факторов: размеров геологических тел или комплексов их изученности, целенаправленности карты и выбранного способа отображения намагниченности (с числовыми значениями или их интервальными символическими знаками) и проч. С учётом вышеизложенного из различных вариантов методики составления петромагнитной карты нами выбрана следующая.

Из величин измерений магнитных свойств, группирующиеся по участкам, «однородными» по величине параметров, в пределах одной формации выбираются совокупности в соответствии с нижеприведенной градацией интенсивности. Результаты отдельных измерений группируются, определяются их средние значения, дисперсия или размах вариации. Тем самым определяется правомерность распространения их по площади. После такой проверки результаты обработки наносятся на геолого-формационную основу, с приданием им знака доминанты или подчинённости, в зависимости от долевого участия в совокупности выборки по данному участку. Подобное символическое обозначение имеет право на локальный характер распространения.

На карте, составленной таким методом, более наглядно представлено петромагнитное распределение по площади, что облегчает использование её при интерпретации аномального магнитного поля и, главное, даёт убедительную картину распределения петромагнитных геологических тел.

Для того чтобы были установлены пространственные закономерности распределения магнитных свойств пород и обосновано выделение петромагнитных групп, проведен статанализ величин магнитных измерений. Определено среднее (матожидание) с дисперсией, проверена гипотеза о законе распределения параметров магнитных свойств на совокупности данных, содержащих более 30 измерений.

Для данных малых количеств измерений вычислялись их среднеарифметические значения. Оценка среднеквадратического отклонения производилась по величине размаха вариационного изменения с применением таблиц квантиль.

Объединение данных, измеренных на образцах, отобранных на различных участках, стало возможным после проверки их среднего по критерию Стьюдента.

При составлении легенды к петромагнитной карте была использована легенда, разработанная во ВСЕГЕИ (Н.Б.Дортман, Т.Ш.Магид и др.), были также учтены условные обозначения геолого-формационной карты Кавказа масштаба 1:1000000.

В петромагнитные группы по легенде объединены породы, характеризующиеся близкими петромагнитными свойствами, общим генезисом, петрографическим составом, структурными и текстурными особенностями и степенью метаморфизма, а, следовательно - единой формационной принадлежностью.

Руководствуясь названной выше литературой, породы на петромагнитной карте были разделены поинтервально следующим образом. $\text{px}10^{-6}$ СГС: А-(0-30) практически немагнитные; Б-(30-100) слабомагнитные; В-(100-250) низкомагнитные; Г-(250-500) среднемагнитные; Д-(500-1500) умеренно магнитные; Е-(1500-3000) сильномагнитные; З-(3000-5000) высокомагнитные.

Приведенная здесь градация разделения пород по магнитной восприимчивости в сравнении с приведенной в работе шкалой несколько изменена и дополнена снизу практически немагнитным интервалом.

Породы средней намагниченности разделены на две части и в конце добавлена сильно намагнитная группа.

Всё это вызвано тем, что развитые на территории Грузии породы характеризуются относительно низкими магнитными свойствами, но вместе с тем высоко дифференцированы по интервальному размаху. Такое интервальное разделение шкалы интенсивности магнитных свойств пород больше соответствует распределению интенсивности поля территории исследований.

Основу петромагнитной карты представляет геолого-формационная карта. На ней условными знаками чёрного цвета и различного крапа отмечаются укрупнённые формации. Здесь же нанесен их стратиграфический возраст общепринятыми индексами.

Интрузивные и субинтрузивные тела сгруппированы по формационному составу и отмечены различной штриховкой, где указаны также их возрастной уровень и вещественный состав.

По особо важным, в геологическом смысле, пересечениям территории составлены петромагнитные колонки и разрезы. При их составлении учитывались объёмные соотношения

магнитных разностей слагающих формацию пород. Вначале взвешивалось количество образцов, отобранных из каждой разновидности пород в радиусе 1-3 км данного возрастного интервала. После этого взвешивались относительные мощности указанных разностей входящих в данный подъярус, ярус, отдел и проч.

3.2.1. К вопросу статистической обработки материалов петромагнитных свойств горных пород

Обработка материалов магнитной восприимчивости произведена программой "Статграф". Анализу подвергнуто большое количество выборок измерений магнитной восприимчивости, выполненных на различных горных породах и их разновидностях. Однако только четверть (25-30%) их общего количества содержит совокупность такого количества измерений, по которым оценки статпараметров могли бы считаться достоверными и приближенными к вероятным. Основываясь на этом предположении, для таких совокупностей принято возможным построение гистограмм и параметрических оценок случайных величин. По выборкам, состоящим из совокупностей с менее 20 измерениями, статистические оценки среднего и стандарта χ и J_n принимаются как менее достоверные, но возможные для ориентировочной характеристики данного геологического объекта.

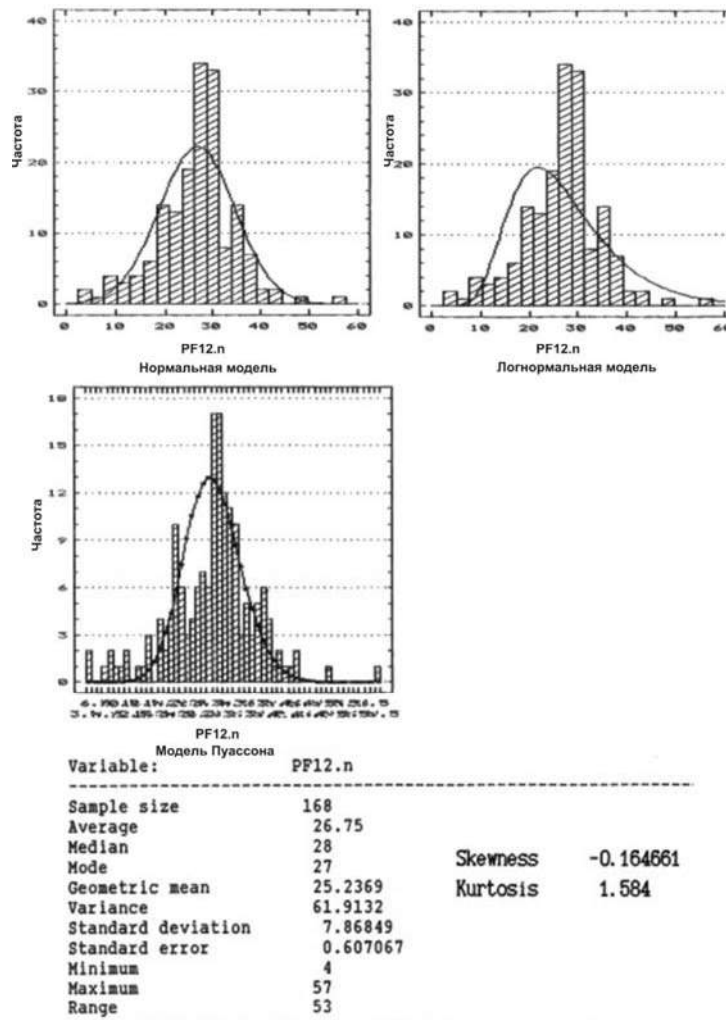


Рис. 3.2.1 Гистограммы магнитной восприимчивости сланцев J_1 t возраста

Статистические параметры обработки данных магнитной восприимчивости (χ) пород и формаций

Таблица 3.2.1.

№ п/п	Наименование пород	Возраст	Количество	Средн. знач. М*10 ⁻⁶ ед.СТС	Медиана 10 ⁻⁶ ед.СТС	Мода *10 ⁶ ед. СТС	Среднеквдр. Отклонение *10 ⁻⁶ СТС	Стандарт. Среднеквдр. Отклонение *10 ⁻⁶ ед.СТС	Размах	Рис. гистограммы
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Сланцы	I _{1h} I _{1s} I ₁	5	105,6	-	-	103,5	53	88	
2	Песчаники	I _{1p}	6	60,8	5	0	49,7	17,4	00	
3	Песчаники плотные	I _{1p}	6	7,2	0	,0	3,2	0,6	7	
4	Песчаники кварц.	I _{1p}	2	13,5	-	-	10,6	7,5	5	
5	Аргиллиты	I _{1p}	25	21,2	1,0	5	5,2	1,1	1	
6	Аргиллиты	I _{1p}	9	18	1,0	1	8,7	2,9	7	
7	Аргиллиты	I _{1p}	29	20,4	1,0	2	35,6	5,9	9	5,6
8	Алевриты	I _{1p}	2	19,5	9,5	9,0	0,7	0,5	1	
9	Диабазы	I _{1p}	27	49,1	9,1	5	20,7	3,9	2	
10	Аргиллиты	I _{1p}	10	29	-	-	22,6	7,2	0	
11	Аргиллиты	I _{1p}	18	24,1	5	3	12	2,8	6	
12	Сланцы	I _{1p}	75	42,9	2 8	20,0	44,9	5,2	200	5,11
13	Аргиллиты	I _{1p}	64	20,3	2 1	21,0	6,1	0,7	35	5,5
14	Диабазы	I _{1p}	27	49	5 0	26,0	20,4	3,9	82	
15	Песчаники	I _{1p}	57	20,4	1 0	1 0	33	4	18	5,1
16	Песчаники кварц.	I _{1t} -I _{2a}	6	54,2	5,0	3 0,0	49	20	120	
17	Гранитоиды	I _{1t} -I _{2a}	7	44,2	0,0	0,0	26,4	9,9	8 0	
18	Граниты	I _{1t} -I _{2a}	3	23,3	0,0	0,0	5,8	3,3	1 0	
19	Сланцы	I _{1t} -I _{2a}	30	17,2	7,5	7,0	13,0	2,3	5 0	
20	Печаники	I _{1t} -I _{2a}	11	69,1	5,0	0,0	67,9	20,4	2 00	
21	Сланцы	I _{1t} -I _{2a}	5	49	7	1	27,9	12,5	6 5	
22	Песчаники	I _{1t} -I _{2a}	1	33,3	3,0	0	47,8	10,4	1 60	
23	Песчаники	I _{1t} -I _{2a}	3	13,3	-	-	5,7	3,3	10	
24	Песчаники	I _{1t} -I _{2a}	13	33,8	-	-	-	-	70	
25	Диабазы	I _{1t} -I _{2a}	3	223,3	-	-	10,7	62	200	
26	Аргиллиты	I _{1t} -I _{2a}	3	13,3	2	7	5,7	3,3	10	
27	Сланцы глинистые	I _{1t} -I _{2a}	168	26,7	8	7	7,8	0,6	53	5,4
28	Сланцы	I _{1t} -I _{2a}	42	26,6	7	7	3,3	0,5	16	5,3
29	Сланцы	I _{1t} -I _{2a}	47	73,1	8	8	15,2	22,3	79,0	5,31
30	Песчаники	I _{1p}	48	34,2	2,5	0	32,9	4,7	170	5,1
31	Песчаники	I _{1t} -I _{2a}	13	12,0	0,		9,6	2,6	3 5	5,14
32	Сланцы	I _{1t} -I _{2a}	56	35,3	0	0	29,2	3,9	150	5,13
33	Сланцы	I _{1t} -I _{2a}	68	28,3	0	0	310	17,6	7 0	5,12
34	Песчаники	I _{1t} -I _{2a}	40	21,4	1	8	5,9	34,8	1	5,15
35	Песчаники	I _{1t} -I _{2a}	8	20,6	0	5	11,7	4,2	0	
36	Песчаники глинистые	I _{2b}	2	15	5	0	21,2	15	0	
37	Песчаники кварцевые	I _{2b}	5	16	5	5	11,9	5,3	0	
38	Порфириты диабаз.	I _{2b}	12	432,5	00	00,0	314,5	90,8	00	
39	Туфы порфиритовые	I _{2b}	3	476,7	50	500	454,6	262,4	20	
40	Туфы	I _{2b}	2	130,0	30	200	14,1	10	0	
41	Диабазы	I _{2b}	9	561	00	000	356,3	118,7	80	
42	Диабазы амфибол.	I _{2b}	3	96,6	00	00	25,1	14,5	0	
43	Диабазы порф	I _{2b}	8	500	00	00	278,	96	50	
44	Диабазы порф	I _{2b}	6	1091,6	-	-	774,8	316,3	750	
45	Габбро-диабазы	I _{2b}	3	1733	-	-	68	39	130	
46	Диабазы	I _{2b}	18	678	50	000	318	15	0	
47	Диабазы	I _{2b}	24	782	00	000	488	99	880	5,17
48	Порфириты	I _{2b}	17	372	20	00	283	68	920	5,16
49	Гранитоиды	γ ₁ I _{2bt}	14	64,6	42,	30	71,9	19,2	220	
50	Граниты	γ ₁ I _{2bt}	2	160	00	0	10,3	80	160	
51	Граниты	γ ₁ I _{2bt}	53	567	0	0	48,0	6,1	240	
52	Гранитоиды	γ ₁ I _{2bt}	11,4	80,6	7	0	83	7,7	590	5,1
53	Граниты	γ ₁ I _{2bt}	4	19,5	90	60	70	35	160	
54	Граниты	γ ₁ I _{2bt}	58	56,3	0	0	48	6,3	240	5,21
55	Диабазы	I _{2b} -I _{2bt}	10	790	000	000	288	91	700	
56	Сланцы	I _{2b} -I _{2bt}	76	43,6	7	0	46,6	5,3	210	
57	Сланцы	I _{2b} -I _{2bt}	5	49	0	0	27,9	12,5	65	
58	Сланцы	I _{2b} -I _{2bt}	9	17,8	0	0	27,6	7,5	65	
59	Диабазы	I _{2b} -I _{2bt}	3	336,7	-	-	189,3	109,3	350	
60	Песчаник кварц	I ₂ K ₁	3	45	5	5	10	5,7	20	

№ п/п	Наименование пород	Возраст	Количество	Средн. знач. №10 ⁶ ед.СГС	Медиана 10 ⁶ ед.СГС	Мода *10 ⁶ ед. СГС	Среднеквдр. Отклонение *10 ⁶ СГС	Стандарт. Среднеквдр. Отклонение *10 ⁶ ед.СГС	Размах	Рис. гистограммы
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
61	Конгломераты	I ₃	3	170	70	70	40	23,1	80	
62	Известняки	I ₁ K ₁	14	9,7	5	7	2,8	0,7	9	
63	Диабазы	I _{3a}	5	466	00	00	33,8	151	820	
64	Диабазы	I ₃ K ₁	6	475,8	67	00	220	89,8	580	
65	Песчаники	I ₃ K ₁	5	10,6	1	1	4,3	2	5	
66	Известняки мрам.	I _{3t} - d	87	5,1	5	3	2,1	0,2	10	5.1
67	Туфопесчаники	P ₂ ²	4	3299	758	750	1381	390,7	301,7	
68	Туфобрекчия	P ₂ ²	5	5286	828	825	324	368,6	166,7	
69	Туфы сланцевые	P ₂ ²	8	3755	612	600	568	200,8	1459	
70	Андезиты	P ₂ ²	9	3556,7	873	833	778,8	259	2316	
71	Андезиты выветр.	P ₂ ²	4	2856	750	700	360	180	825	
72	Туфопесчаник кварц.	P ₂ ²	4	1545	590	530	178	89	400	
73	Туфопесчаники	P ₂ ²	78	3095	733	700	1225	138	5700	
74	Андезиты и андезитовая туфобрекчия	P ₂ ²	274	4192	200	500	1722	104	9265	5.9
75	Туфобрекчия андезитовая	P ₂ ²	17	4467	33	733	1226	297	4450	
76	Пелитовые туфопесчаники	P ₂ ²	20	2652	683	666	961	152	4200	
77	Туфы	P ₂ ²	20	1931	900	000	185	41,5	800	
78	Туфоконглом. брекчия	P ₂ ²	7	5096	750	750	718	270	1800	
79	Туфобрекчия	P ₂ ²	19	2294	66	166	638	146	2173	
80	Туфопесчаники выветр.	P ₂ ^{2a} - P ₂ ^{2b}	88	4167	000	000	835	89	467	5
81	Андезиты выветр.	P ₂ ^{2a} -P ₂ ^{2b}	46	5096	5100	5125	712	105	3275	5.7
82	Песчаники выветр.	P ₂ ^{2a} -P ₂ ^{2b}	18	56,6	-	-	176	4,2	0	
83	Андезиты трещиноват.	P ₂ ^{2a} -P ₂ ^{2b}	70	52,14	.250	5250	1006	120	5367	5.8
84	Туфобрекчия андезитовая	P ₂ ^{2a} -P ₂ ^{2b}	136	4479	562	4000	909	78	4067	5.7
85	Туфобрекчия андезитовая	P ₂ ^{2a} -P ₂ ^{2b}	23	4200	-	-	-	-	-	
86	Туфы	P ₂ ^{2b}	20	1931	900	2000	185	41,5	800	
87	Туфопесчаники	P ₂ ^{2b}	37	625	00.	50	961	15,8	4200	
88	Туфопесчаники	P ₂ ^{2b}	109	3229	250.	700	1320	126	5734	5.6

В результате статистической обработки данных измерений магнитной восприимчивости пород могут быть установлены их средние значения, среднеквадратическое отклонение (стандарт) среднего, характер (закон) естественного распределения, произведено сопоставление и отождествление выборок одного типа пород, взятых в разных местах региона, проведена корреляция немых формаций в благоприятных условиях и прочее. Попытаемся рассмотреть их последовательно, но прежде отметим характер первичного материала.

В таблице 3.2.1 сведены некоторые результаты статистической обработки магнитной восприимчивости горных пород, отобранных по участкам радиусом 15-25 км отстоящим друг от друга на территории исследования с таким же шагом. По этим же участкам выполнены выборки магнитной восприимчивости для статобработки на компьютере, основные параметры которой приведены в таблице. В ней же приведены так же сведения, по каким выборкам составлены гистограммы распределений. При анализе этой таблицы можно заметить следующее. Среднеквадратическое отклонение стандарт среднего и размах случайной величины в выборке находятся в прямой взаимозависимости - большему размаху соответствует больший стандарт, малому размаху - малый. Среднее всегда больше стандарта, за исключением двух-трех случаев, где оба эти параметра по величине первого порядка. Медиана, мода и среднее редко совпадают между собой, что говорит об асимметричности распределения.

Среднее математическое ожидание М магнитных свойств, измеренное на образцах горных пород из выборок ограниченного объема, представляет свёрнутую информацию о геологическом объекте. Само по себе оно является приближенным числом и может отображать реальные условия среды, если выборки содержат все интервалы стохастически изменяющегося переменного параметра. Для этого необходимо, чтобы опробование объекта происходило в массовом порядке и

повсеместно. Однако, поскольку опробование объекта ограничено из-за технико-экономических факторов, эмпирическое среднее значение параметра, определенное по ограниченной выборке всегда будет отличаться от вероятного матожидания среднего. Тем не менее, существует предел объема совокупности после которого увеличение согласно закону "больших чисел", мало изменяет среднее значение параметра. Такие случаи на практике встречаются редко, и среднее значение параметра магнитных свойств пород представляет собой приближенную информацию об исследуемом объекте. Тем не менее, использование такой информации для характеристики геологического объекта вполне возможно, тем более в условиях ограниченного пространственного простирания.

Основной целью статистического анализа эмпирических наблюдений являются статистические выводы исследуемой совокупности событий. Вычисление статпараметров бесполезно, если оно делается только с целью сокращения объема записи. Оно, по выборкам, должно служить полноценной характеристикой генеральной совокупности. Это возможно тогда, когда статпараметры определяются с определенной степенью точности, а выводы делаются с определенной степенью уверенности и надежности, т.е. статпараметры и сделанные на их основании выводы, в этом смысле оцениваются. Для этого в математической статистике существуют различные способы, и критерии с набором правил, применение которых сводит к минимуму ошибки интерпретации. Вместе с тем, требуется, чтобы эмпирические данные были достаточно объёмистые и однородные по составу, что не всегда соблюдается с нашими петромагнитными материалами. Поэтому возможно произвести ограниченную оценку статпараметров.

Оценка параметра среднего в статанализе заключается в определении его доверительных границ (интервалов), т.е. интервал $\chi - a, \chi + a$, при заданной вероятности $1 - q$, способен определить истинное значение неизвестного параметра $a \approx f(1 - q, S)$, где S среднееквадратическое отклонение параметра. При вычислении a , различным значениям $1 - q$ соответствует различный коэффициент t , который умножается на S , и t дается в спец. таблицах. При вероятности $1 - q = 0.75$, $t \approx 1,1$, $q = 0.95$, $t \approx 2$, а при $1 - q = 0.99$, $t \approx 3$ [34]. Для нашего эмпирического материала (таб. 3.2.1) наиболее оптимальным является $t \approx 2$, поскольку $\chi \pm 2,5$ нормально "перекрывает" минимальные и максимальные значения случайных величин в выборках.

При других интервалах ($\chi \pm 1.5$ и $\chi \pm 3.5$) "перекрытие" χ переменного в выборках не является оптимальным. В первом случае "перекрытие" недостаточное, хотя в слабомагнитных выборках оно кажется номинальным, в третьем же случае "перекрытие" получается слишком большим в отрицательную сторону (см. таб. 3.2.1). Из этой таблицы можно привести примеры, где в выборках из одной и той же совокупности средние значения параметра восприимчивости различны. Однако их доверительные границы настолько близки, что их эмпирические средние надо принимать адекватными, т.е. породы, которые представлены выборками χ , обладают идентичными магнитными свойствами. Можно привести и другие примеры (таб. 3.2.1 строка 49 и 52; 5 и 7), где средние весьма мало отличаются друг от друга. Однако доверительные границы их различны, и принимать эти выборки в качестве адекватных характеристик нет оснований.

Короче говоря, оценка статистической средней магнитной восприимчивости (χ) позволяет решать альтернативные задачи эквивалентности или неэквивалентности различных выборок одной и той же совокупности измерений.

Дисперсия (M_2 - второй центральный момент) является также важной характеристикой распределения случайной величины. При анализе данных статистических исследований часто требуются выводы о дисперсии, т.е. определить, одинакова ли степень рассеяния отдельных результатов наблюдения вокруг среднего [34]. Решение этой задачи позволяет сделать весьма важные выводы о характере совокупности измерений и об объекте, откуда была выбрана данная

выборка. Проверяется гипотеза $H_0 \sigma_1 = \sigma_2$, если она верна, то $W = \frac{\chi_1^2}{\chi_2^2} = \frac{(m-1)S_1^2}{(n-1)S_2^2}$, где $m-1$ и $n-1$

(тип количество измерений в выборках) числа степеней свободы, S_1^2 и S_2^2 дисперсии. $m-1$ и $n-1$

обозначают f_1 и f_2 , а $S_1^2 / S_2^2 = F$, тогда $W = \left(\frac{f_1}{f_2}\right)F$ (4/1). Вычислить это выражение при

заданном уровне значимости и данном числе степеней свободы f_1 и f_2 не трудно. Теоретические значения F при заданном уровне значимости и данном числе степеней свободы задаётся. Если

эмпирическое значение F будет меньше теоретического, гипотезу можно считать верной, в противном случае она отвергается. Приведем пример из таблицы 3.2.1 строки 72 и 81,

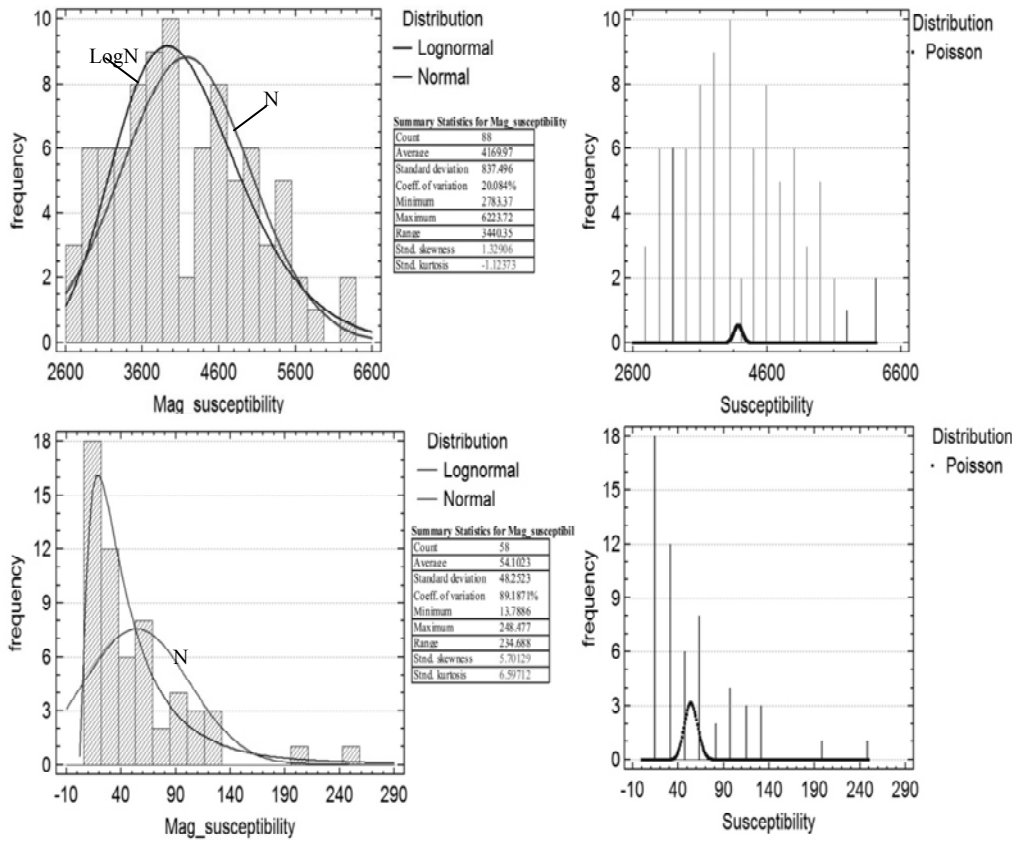


Рис.3.2.2 Гистограммы магнитной восприимчивости:
 а) выветренных туфопесчаников среднего эоцена, отобранных на проф.ба;
 б) гранитов батского возраста из Дзиркульского массива.

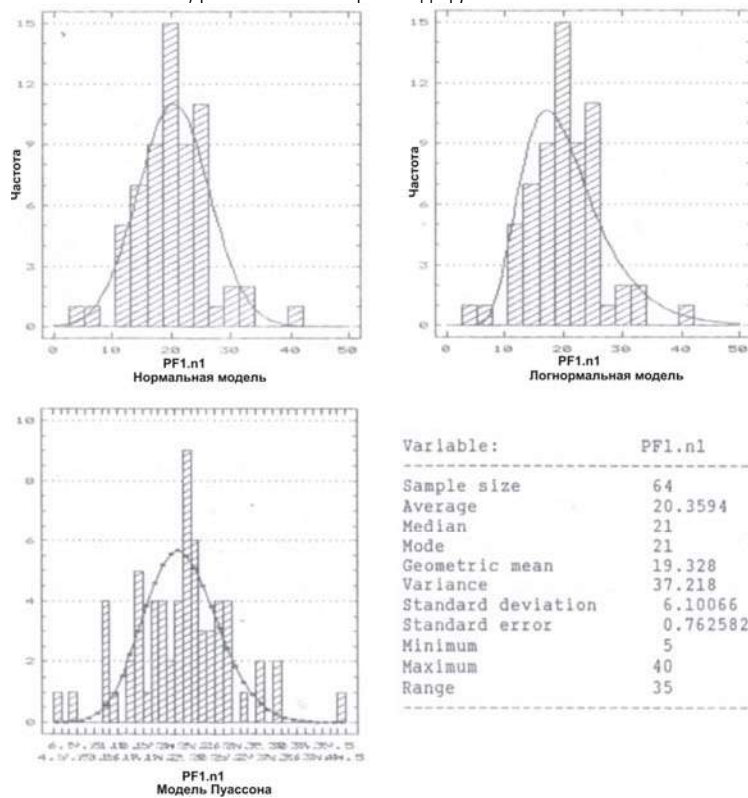


Рис.3.2.3 Гистограммы магнитной восприимчивости аргиллитов Jr возраста

отношение их дисперсий равно 1.82, а F при уровне значимости 0.05 равно по таблице 2.01. Гипотеза о равенстве их дисперсий принимается. Другой пример: табл. 3.2.1, строки 70 и 84, отношение их дисперсий равно 1.62, по таблице $F(q, f_1 \text{ и } f_2) = 1-57$; $1.62 > 1,57$ гипотеза о равенстве их дисперсий отвергается. Приведенных примеров оценки средней и дисперсной магнитной восприимчивости горных пород достаточно для того, чтобы в дальнейшем при анализе петромагнитной карты (прил.3.1.) использовать эти принципы без подробных вычислений и объяснений.

Одним из основных и трудных (для определения) моментов в статистической обработке данных измерений переменных случайных величин, является установление характера (в лучшем случае закона) распределения.

Всякие статистические оценки или сопоставления данных различных выборок правомерны только тогда, когда известно, что эти данные имеют одинаковой характер распределения. Установление этой закономерности сложно, поскольку поведение в пространстве и во времени случайных величин весьма многофакторное (функциональное). Хорошим примером этому могут служить магнитные свойства горных пород.

В таблице 3.2.1 приведены разновидности пород, отобранные на различных участках территории исследования и по их выборкам, с объёмом более 20 измерений, составлены гистограммы со статистической характеристикой.

Существуют различные приближённые способы оценки закономерности распределения случайных величин по выборкам, отобранным из однородной совокупности. Эти способы можно разделить на два типа - аналитический и графический, позволяющие, прежде всего, оценить статистику случайных величин нормального естественного распределения.

Поскольку магнитная восприимчивость характеризует непрерывную минералогическую среду, то теоретически она сама должна быть распределена нормально. Однако так как магнитная восприимчивость зависит также и от многих скрытых факторов, не исключено, что она при некотором особом минералогическом составе горных пород и формаций может принимать дискретный характер и в таком случае трудно говорить о нормальном распределении магнитной восприимчивости. Особенно ярко это выражается тогда, когда эмпирические данные - противоречивы. Для подтверждения высказанного предположения приведены рисунки 3.2.1, 3.2.2, 3.2.1-6.

Таковыми свойствами часто характеризуются области, сложенные слабomagнитными геологическими образованиями (сланцами, песчаниками). Здесь странным и необъяснимым является то, почему магнитная восприимчивость слабomagнитных пород склонна к дискретному распределению?

Теперь, по мере возможности, рассмотрим вопросы закона естественного распределения магнитной восприимчивости.

Полагают, что при нормальном законе распределения случайного переменного его статистические оценки равны [5.9]:

$$\delta = \frac{M(\xi - a)}{\sigma} = \sqrt{\frac{2}{\pi}} = 0,79788 \quad 4.2$$

$$\gamma_1 = \frac{M(\xi - a)^3}{\sigma^3} = 0, \quad \beta_2 = \frac{M(\xi - a)^4}{\sigma^4} = 3$$

Эти условия необходимы и достаточны для оценки распределения, но они должны выполняться одновременно. Однако из вышеприведенного видно, что для проверки, возможно, использовать только первое из них, опробованное на двух примерах. В нашем случае оценивалась маг. восприимчивость туфопесчаников среднего эоцена у которых $\chi = 2294,6 \times 10^{-6}$ ед.СГС, $S = 638,7$; $n = 19$, 5 ; $\delta = 0,6273$ и этот же параметр мрамориванных известняков K_2t-d возраста - $\chi = 5,19 \times 10^{-6}$ ед.СГС, $S = 2,12$, $n = 87$, 5 ; $\delta = 0.7733$.

Из приведенных примеров видно, что первое необходимое условие (4.2) близко, но нет строгого выполнения. Даже если бы γ_1 и β_2 выполнялись однозначно, нельзя считать, что магнитная восприимчивость в данных выборках характеризуется нормальным распределением.

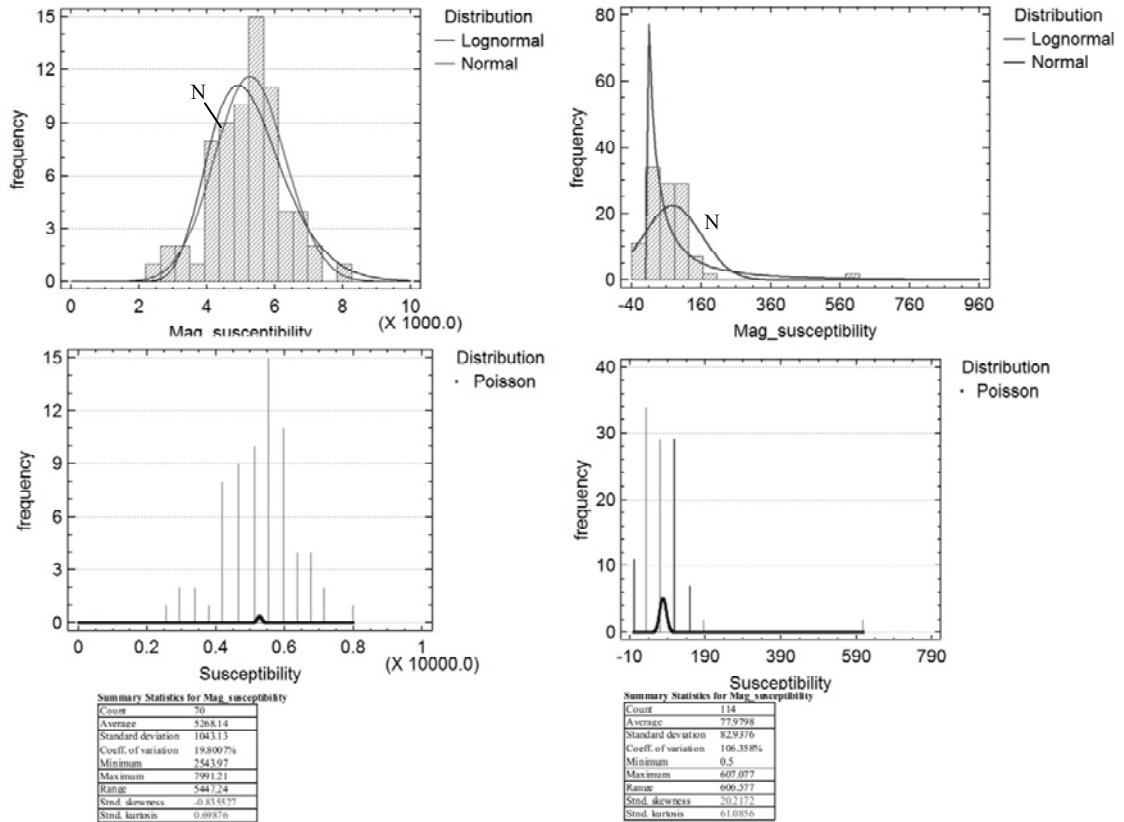


Рис.3.2.4 Гистограммы магнитной восприимчивости:
 а) трещиноватых андезитов среднего эоцена, отобранных на проф. ба;
 б) гранитоидов батского возраста, отобранных на проф. 3б.

Кстати, второй пример взят из данных гистограммы (рис 3.2.1-4). Для определения закона распределения объем выборки в данном случае недостаточен. Далее, аналогичные оценки не производились, они не имели смысла, ибо одновременно выполнять оценки γ_1 и β_2 было невозможно.

Другая оценка менее точная, но экспрессно решаемая. Это равенство трех статистических параметров - среднего, медианы и моды.

Если внимательно посмотреть на таблицу 3.2.1 то можно увидеть, что точное совпадение величин этих параметров наблюдается редко и там, где среднее не превышает $30-70 \times 10^{-6}$ ед.СГС, а S значительно меньше этой величины – среднее медианы и моды приблизительно равны. На примере рис.3.2.1-б` эти параметры почти равны и высоки, но нормальное и логнормальное распределения этого типа пород описываются одинаково. Слабомагнитными свойствами характеризуются терригенные, карбонатные и хемогенные породы и формации, где распределение магнитной восприимчивости должно быть непрерывным и нормальным, однако это часто не подтверждается гистограммами (рис. 3.2.1 и 3.2.2, 3.2.5).

Отмеченная выше закономерность нарушается в породах, у которых восприимчивость – несколько сот. 10^{-6} ед. СГС и выше, хотя резкое различие величин этих параметров наблюдается редко. Гистограммы и, построенные на них теоретические кривые распределения магнитной восприимчивости высокомагнитных пород, не противоречат нормальному распределению (см. ниже прив. рисунки).

Даже на основании столь формальных суждений можно допустить, что приведенные в таблице 3.2.1. и рис. 3.2.2 породы могут характеризоваться магнитной восприимчивостью, распределенной близко к нормальной.

Приведем несколько примеров графического способа оценки закона естественного распределения восприимчивости, определенной на различных породах. Они интересны также тем, что каждый график-гистограмма имеет свой образ (форму) и может быть сопоставлен с

гистограммами магнитной восприимчивости аналогичных пород, а с учётом их статистики можно сделать соответствующие выводы относительно гипотезы геологических закономерностей.

Графический способ определения закона естественного распределения того или иного физического параметра по выборкам из совокупности заключается в построении гистограмм распределения и теоретических кривых на них (двух-трех априорно определенных наиболее подходящим законом), выполненных по статистическим оценкам. Нами выбраны нормальный, логнормальный и пуассоновский законы распределения.

Критерием оценки закономерности распределения является условие того, что теоретическая кривая должна описать (опоясать) не менее 95% площади данной гистограммы. Оценки с меньшим процентом носят маловероятный характер.

Гистограммы магнитной восприимчивости горных пород, построенные компьютерным способом не однородны по форме и полноте интервалов. Их можно систематизировать по-разному, но мы разделили их на три части: гистограммы сходные с нормальным распределением, логнормальным и неопределенным (резко отклоненным от нормального). При этом не приходится их делить по интенсивности магнитной восприимчивости, поскольку в перечисленных типах встречаются гистограммы всякой интенсивности. На рисунках 3.2.1 и 3.2. приведены гистограммы магнитной восприимчивости сланцев тоарааленского возраста, выборки которых выполнены на разных участках, отстоящих друг от друга на 15-20 км. Несмотря на их пространственную, литолого-вещественную близость и на то, что обе гистограммы имеют форму нормального распределения, всё же они значительно отличаются по форме.

Аналогичный случай наблюдается на рисунках 3.2.2 и 3.2.4, однако они выражены явным нормальным распределением. Что касается, их расхождения по форме, это можно объяснить фациальным изменением этих пород по площади. Разновидности пород андезитового состава среднего эоцена характеризуются магнитной восприимчивостью с нормальным распределением и однообразием гистограмм. Различие в последних менее заметно, хотя статистика связанная с необходимостью выполнения нормального распределения в значительной степени нарушена.

К приведенному примеру, с нарушением статистики нормального распределения, но формой гистограммы отвечающей нормальному распределению, можно добавить гистограммы магнитной восприимчивости гранитоидов батского возраста (рис.3.2.2 и 3.2.4.). В этом примере интерес представляет и то, что здесь стандартное отклонение превышает среднее, тогда как форма сохраняет нормальное распределение. Следующий тип гистограмм магнитной восприимчивости приближается к логнормальному распределению. Этим статистическим законом характеризуются

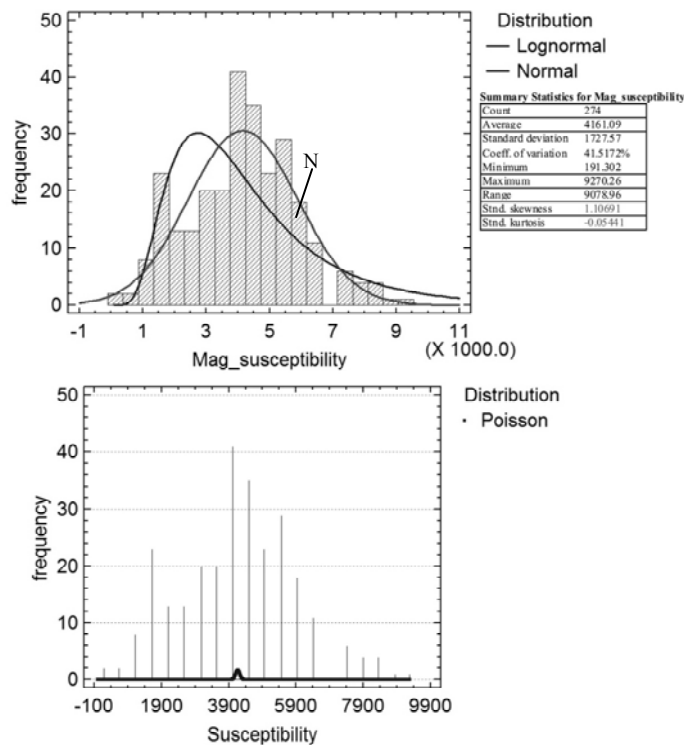


Рис.3.2.5 Гистограммы магнитной восприимчивости андезитовых туфобрекчий среднего эоцена, отобранных на проф.6а

горные породы со слабыми, средними и, реже, с высокими магнитными свойствами. У этих пород наблюдается статистическое равенство без сильных нарушений. Статистическим критерием, характеризующим логнормальный тип распределения, является равенство статоценок среднего и среднеквадратического отклонения.

В последний тип объединены гистограммы магнитной восприимчивости, которые и по форме и по статистическим оценкам сильно отклонены от нормального распределения, и закономерности их распределения остаются неизвестными. Таких графиков из таблицы 3.2.1. достаточно много, но здесь приводится лишь несколько из них (рис.3.2.6).

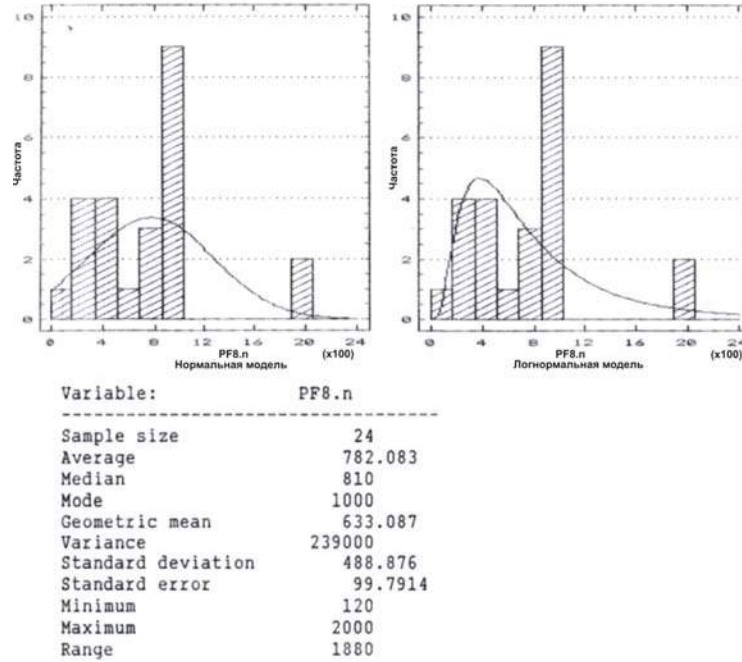


Рис.3.2.6 Гистограммы магнитной восприимчивости диабазов батского возраста

Причиной их отклонения от нормального распределения в большинстве случаев является недостаточный объем выборки. Кроме того, возможно, что параметры магнитных свойств горных пород в виде исключения характеризуются распределением, свойственным дискретным случайным переменным.

Примеры, приведенные показывают, что опробованные на них законы естественного распределения одинаково неверны и за чертой закономерностей остаются недопустимо большие площади.

Резюмируя результаты вышеприведенных материалов, можно констатировать, что магнитные свойства горных пород территории Грузии характеризуются сложной природой минералого-вещественного состава и многомерной зависимостью от морфоструктурных и других физических факторов состояния пород; статистические оценки параметров магнитных свойств горных пород изменчивы по площади в зависимости от величин самих параметров. Гистограммы распределения магнитной восприимчивости и остаточного намагничивания горных пород имеют различные формы и часто полимодальны, что может быть объяснено магнитоактивным полиминеральным (двух-трех минеральным) составом этих пород. Возможно, этим же объясняется и тенденция параметров магнитных свойств к проявлению многообразности в виде нормального, логнормального и, вероятно, пуассоновского законов естественного распределения. Поэтому закономерности распределения характеристик магнитных свойств горных пород имеют ограниченное распространение по площади. В заключении можно сказать, что при разработке альтернативных геолого-геофизических гипотез относительно магнитной восприимчивости с помощью статистических оценок нулевого варианта, статистика (в том числе закон естественного распределения) должна быть большой. Сопоставимые выборки должны быть определены по эмпирическим данным и если окажется, что законы их распределения не совпадают, решение поставленных задач способом нулевого варианта будет некорректным.

3.2.2 Методика составления петромагнитной карты Грузии масштаба 1:500000

При составлении названной карты учтён опыт работ ВСЕГЕИ, выполненных под руководством Н. Д. Дортман, по подготовке к изданию аналогичной карты Балтийского щита, и коллектива авторов "Южнефтегеофизика" – «Петромагнитная характеристика Азербайджана». Эти и другие соображения привели к решению - составить заданную карту на геолого-формационной основе масштаба 1:500000.

Магнитные свойства горных пород и руд зависят преимущественно от вещественного состава и генезиса (парагенезиса), а также возраста геологических образований, т.е., тех основных факторов, по которым определяются геологические формации. Учитывая сказанное, для наглядности и для установления впоследствии закономерностей магнитных свойств, в связи с особенностями геологической среды, сводные данные петромагнитных параметров были естественно и рационально размещены на геолого-формационной карте масштаба 1:500000 (при этом учитывалась петромагнитная изученность территории). Ввиду отсутствия такой карты она была составлена нами в качестве основы петромагнитной карты, причём, кроме выделенных выше факторов, учитывались характеристики пород и руд, пространственная общность, седиментно-тектонические условия их образования, этапность и стадийность геологических циклов, принадлежность к тем или иным тектоническим зонам, а также масштабность геологических тел на карте. Вместе с тем были предприняты попытки учесть (априорно) характер (эффект) проявления геологических тел в геофизических (геомагнитных) полях.

Таким образом, при выделении конкретной формации в качестве основных признаков были использованы: вещественный состав, генезис (парагенезис), устойчивое сочетание пород по площади, масштабность занимаемой ими площади и однородность их геофизических характеристик.

Практически выделенные на карте формационные или субформационные единицы включают широкий "набор" пород, что позволяет считать их конкретными геологическими телами со значительным объёмом. Однако этого нельзя сказать об их пространственной геофизической эффективности, поскольку сходные породы, объединённые по геологическим признакам в формации и субформации, могут не выделяться или различаться по физическим параметрам, и, таким образом, отображаться дискретно, неоднозначно в геофизических полях, в нарушение унитарности "формационного тела".

При выделении конкретных формаций по перечисленным факторам возникают определённые трудности, в связи с ассоциируемостью пород различной формационной принадлежности или их малостью, что не позволяет выполнить картографическое изображение в данном масштабе.

Представление петромагнитных данных на геолого-формационной основе создаёт определённые неудобства в том отношении, что магнитные свойства изменяются в широких пределах, в том числе на несколько порядков практически в бесконечно малом радиусе, что не соответствует формационному изменению. При совместном картографическом изображении параметров магнитных и крупных геологических образований, в виде формаций на обобщённой геолого-формационной основе, затруднительно.

Монопородных формаций практически не существует, формации – гетерогенны. Однако выделение и классификация осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных, магматогенных и проч. формаций по формационному составу не составляет большого труда. Слагающие их породы, за исключением эпиконтинентальных морских и озёрных образований, а также палеозойских субаэральных вулканитов, имеют широкое распространение по площади и картографически могут отображаться в заданном масштабе вполне наглядно. Однако для увязки петромагнитных данных с геологической средой было бы рациональным более детальное разделение площадей на субформации, что неосуществимо из-за недостаточно высокой степени петромагнитной заснятости территории.

Иногда, в виде исключения, упомянутые породы объединяются с пограничными субформациями, близкими к ним по составу или опускаются ввиду малости.

Трудности возникают при картографическом изображении и характеристике магнитных свойств интрузивных и субинтрузивных формаций в связи с их многообразием и малым объёмом, что, в свою очередь, связано с молодостью геологических циклов. Вместе с тем, формации эти

часто разобщены по площади, не умещаются в данном масштабе, и, к тому же, многие из них практически немагнитны, так что дробное разделение теряет смысл.

Согласно принципам формационного анализа, формации-сообщества пород выделяются по вещественно-петрографическому составу, парагенезису, имеющим место в обособленных пространственных и геологических условиях. Совокупность этих факторов определяет и их название, например "карбонатная", "терригенная" и проч. Основываясь на этом, к данным признакам добавлен литологический состав пород в порядке их долевого участия в выделяемой формации. В условных формулярах карты так и обозначаются – инициальным названием или дополнительным в скобках, например - "карбонатная" (известняки, доломиты, мергели, песчаники, сланцы) или даже без скобок и при отсутствии обобщённого формационного названия.

Этот принцип выбран, чтобы показать агрегатность и доминирующий порядок (характер) формациеобразующих пород, обуславливающих, главным образом, интенсивность магнитных свойств.

Сложное геологическое и тектоническое строения Грузии, принадлежность разновозрастных комплексов пород, слагающих её территорию одной формации, различным геологическим циклам, этапам и стадиям, а также пёстрый литолого-петрографический состав, обусловили различную степень их намагничённости (восприимчивости).

На территории Грузии, как и в целом на Кавказе, геологические формации, в основном, приурочены к крупным тектоно-стратиграфическим единицам. Некоторые из них соответствуют возрастным границам отделов, подразделов, реже ярусов, или выступают из этих подразделений, охватывая крупные возрастные интервалы. Главные группы геологических формаций, формирующиеся в различных геодинамических условиях, соответствуют основным этапам и стадиям развития крупных геотектонических единиц.

Тем самым формационный анализ способствует установлению периодичности развития земной коры и позволяет выделить в этом сложном, необратимом процессе отдельные геологические циклы, их этапы и стадии.

Закономерная смена формационных членов во времени соответствует проявлению в истории геологического развития Грузии четырех тектонических циклов: докембрийско-среднепалеозойского, герцинского, раннеальпийского (киммерийского) и позднеальпийского (альпийского), среди которых выделяются следующие основные типы формаций: геосинклинальные, орогенные, платформенные, субплатформенные и этапа активизации.

Палеозойские породы, создающие повсюду, за исключением дизъюнктивной свиты, единую агрегацию объединены в один формационный комплекс (прил.3.1.). Их дробление по формационным признакам и составу затруднительно, а по петромагнитным свойствам в их составе резкого различия не наблюдается.

Осадочные и магматические образования, залегающие выше палеозойской основы, в формационном отношении подразделены достаточно подробно, при этом учтена необходимость такого подразделения, которая выражала бы целенаправленность карты.

Сведения об основных тектонических структурах Грузии и прилегающей к ней территории хорошо известны. Сложное гетерогенное геотектоническое развитие её территории, как части Кавказского сегмента альпийского орогена, обусловило образование полигенных и полиморфных пород, группирующихся в широкую геолого-формационную гамму.

Содержание каждой формации, с точки зрения тектоно-седиментационно-магматических циклов и геотектонической зональности с петромагнитной характеристикой, дается ниже.

В условных обозначениях петромагнитной карты (прил.3.1.) формации разложены в соответствии с общепринятым генетическим порядком: интрузивные, эффузивные, вулканогенно-осадочные и осадочные. Среди них, как-бы не к месту, втиснута магматогенно-метаморфическая формация, представляющая собой агломерацию интрузивных и метаморфических пород, образованных в периоды докембрийского, каледонского и герцинского циклов.

Собственно интрузивные породы на карте (прил.3.1.) представлены двумя формациями (ввиду ограниченного площадного развития других) гранодиорит-гранитовой и габбро-сиенитовой.

Гранодиорит-гранитовая формация приурочена к Южному склону Главного хребта. Её небольшие выходы на Дзирульском и Локском массивах относятся к послейнверсионному периоду эвгеосинклинальной системы. В составе формации участвуют кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, монзониты, сиенито-диориты. Им подчинены габбро и другие основные

породы. Для формации характерно обилие пород жильной формы - гранито-порфиры, гранито-аплиты и пегматиты.

Возраст формации среднеюрский. Установлено, что становление пород этой формации происходило в несколько фаз внедрения магм, от основных к кислым интрузивам. Гранитная магма полигенная, но испытав глубокую ассимиляцию, превратилась в гомогенную.

Габбро-диорит-сиенитовая формация развитая, в основном, в Аджаро-Триалетии относится к позднеальпийскому циклу; она приурочена к щелочной вулканогенно-осадочной толще зоны.

Породы формации образуют многочисленные, в большинстве случаев немасштабные, штоко- и дайкообразные тела из монцо-диоритов, сиенито-диоритов, сиенитов и габбро-сиенитов. Их петрографический состав соответствует стандартному составу этих пород. Для них характерно преобладание основных членов и полное отсутствие кислых.

Интрузивы этой формации генетически связывают со среднеэоценовым вулканизмом. Они рассматриваются как корневые части палеогеновых вулканов, ввиду сходства минералого-петрогеохимического состава.

Магматогенно-метаморфическая формация объединяет четыре группы пород: а) диорит-плагиогранит-гранитовую, б) диоритовую, в) габбро-сиенит-дунит-гранит-грано-диоритовую и г) сланцево-филлит-амфиболит-мигматит-гранит-гнейсовую; она объемлет (охватывает) три тектоно-магмоседиментных цикла - докембрийский, каледонский и герцинский, исчисляемые большим возрастным интервалом PE-P_z. Группы пород перечислены здесь по доминирующему составу формаций. По возрасту, самыми древними являются докембрийско-нижнепалеозойские породы, относящиеся к группе г, затем следуют группы а, б и в, в порядке убывания по возрасту вплоть до герцинского включительно.

Первые три группы пород, являющиеся магматогенными, простираются широко и глубоко; их выделяют как гранитно-батолитовую формацию. Они слагают ядра древних антиклинориев Большого и Малого Кавказа. Вмещающие их породы относятся к протерозойско-нижнепалеозойским кристаллическим сланцам, филлитам и другим метаморфическим породам. Эти последние настолько ассимилированы и инъецированы магматогенами, что в общем объеме составляют не более 10-15%.

Предполагают, что формирование магматогенно-метаморфической формации происходило во всех древних тектономагматических циклах, но главным образом в каледонском, с которым связывают образование плагиогранитов и регионального метаморфизма.

Андезит-дацит-липаритовая формация позднеальпийского орогенного цикла широко распространена в Джавахетской подзоне.

Вулканические продукты формации состоят из мощных различных лав и пирокластолитов. Формацию слагают андезиты, андезито-дациты, дациты, базальты, липариты верхнемиоценового времени.

Вулканические аппараты представлены одноактными и многоактными шлаковыми конусами, стратовулканами, экструзиями и эксплазиями трещинного типа. Их вулканические центры приурочены к местам пересечения крупных продольных разломов.

Андезит-дацитовая формация этапа активизации развита в районе г. Казбеги и датируется верхне-среднечетвертичным возрастом. Выступая в виде наземных эффузивов, эта формация представлена умеренно кислыми продуктами извержений - преимущественно дацитами и андезито-дацитами, а также пирокластическими образованиями кислого состава.

Для характеристики магнитных свойств пород и формаций петромагнитной карты были использованы материалы измерений восприимчивости (χ) и остаточного намагничивания (J_n весьма ограниченно), размещенные в различных фондовых отчетах и выполненные спецгруппой по исследованию пород и руд; кроме того использованы данные определений на образцах попутно собранных при геофизических изысканиях

Таким образом, в данном параграфе приведены принципы составления литолого-формационной основы для петромагнитной карты и некоторые типы формационного состава пород. Их характеристика, в сочетании с петромагнитными данными, рассматривается в следующем параграфе.

3.2.3 Петромагнитная характеристика территории исследования.

Данные о магнитных свойствах горных пород и формаций представлены в различных вариантах: в виде петромагнитной карты (прил.3.1.) и текстовых таблиц 3.2.1 и 3.2.2 того же

параметра, но сгруппированного по геотектоническим регионам. Каждый из них имеет определенную информационную нагрузку, однако дополняя друг друга, они совместно, очевидно, более информативны.

Зональное распределение параметра магнитной восприимчивости по территории (в большей части) исследования не заметно или обнаруживается с трудом. Высокие и дифференцированные магнитные свойства характерны для магматических, в основном, вулканических образований. Последние приурочены к некоторым геотектоническим зонам и их определенным узковозрастным (байосскому, верхнемеловому, среднеэоценовому и плиоцен-четвертичному) интервалам (ярусам, отделам). Они разделены не только во времени, но также и в пространстве и являются одной (но не единственной) из составных частей геотектонической зоны. Поэтому магнитные характеристики данной магматической или вулканогенной формации не являются характерными для всей зоны. Кроме того изменение магнитных свойств в нижнем полупространстве, в пределах воображаемой геологической обстановки, происходит в широких интервалах. Вследствие всего этого, высокие и зонально дифференцированные значения магнитных характеристик пород и формаций в некоторых геотектонических зонах выпирают на дневную поверхность из подглубины как "островные" постройки, последствия тектонических и эрозионных процессов.

Там, где эти породы погружены под более молодые немагнитоактивные образования, об их магнитных характеристиках часто нет данных. В таком случае петромагнитные данные не могут дать объёмного представления о закономерностях пространственного распределения магнитных параметров магнитоактивных пород и формаций, а петромагнитные карты прерывисты и являются в известном смысле поверхностными, не освещающими глубину.

В целом по территории породы и формации с повышенными высокими магнитными свойствами (χ) над фоновыми значениями распределены зонально скученно с террасообразными перепадами значений данного параметра.

Таково общее представление о характере распределения магнитной восприимчивости на петромагнитной карте территории исследования, которая из удобства изложения все же дается по геотектоническим зонам – принципу, изложенному в гл. 3.1 (данной работы).

Зона Главного Кавказского хребта на петромагнитной карте (прил.3.1.) выделена, в основном, как зона магматогенно-метаморфической формации герцинского орогенного цикла формирования. Встречаются также породы и формации байкальского и каледонского орогенетических циклов, но они на нашей территории распространены, ограничено и при этом слабомагнитоактивны. Их основной породообразующий состав – кристаллические сланцы, мигматиты, амфиболиты, филлиты, как и ожидается по петрохимическому составу, характеризуются слабыми магнитными свойствами. Восприимчивость этих пород редко превышает один-два десятка ед. СГС (таблица 3.2.2). Только гранитоиды и то редко могут нарушать отмеченный предел.

В целом, для формации определена средняя восприимчивость равная $43-75 \times 10^{-6}$ ед. СГС, а изменение этого параметра обозначено по месту наблюдения символическими буквами соответственно легенде карты.

На карте оцифровок (по месту взятия проб для определения параметра) в отдельных пунктах наблюдаются значения магнитной восприимчивости, далеко отклоняющиеся от среднего (особенно по размаху, вышеприведенных величин), которые связываются с гранитоидами и гранодиоритами позднепалеозойского возраста. Однако объёмный эффект этих тел в размере данной зоны предельно мал. В формировании АМП местности (в целом для зоны) они не могут играть значительную роль, хотя в отдельных случаях выступают как локальные аномалии. В этой зоне кроме главной формационной составной части распространены породы киммерийского тектогенеза, присутствующие здесь как наложенные на первую. Эти породы аспидно-диабазовой формации незначительно меняют петромагнитную обстановку зоны. Их полная характеристика дана в таблице 3.2.2.

Надо отметить, что за пределами нашей территории на севере, примыкающие вплотную к этой зоне древние образования, содержащие основные и ультраосновные породы и считающиеся меланжем древнего рифта, создают довольно высокие магнитные аномалии.

Казбекско-Лагодехская зона представлена в основном аспидно-диабазовой формацией нижней юры. Кроме аспидных сланцев и их секущих диабазов, габбродиабазов формация содержит в значительном объёме песчаники, алевролиты и аргиллиты метаморфизированные в разной степени. В магнитном отношении указанные породы индифферентны, слабо реагируют на индуктирующее (земное магнитное) поле и не обладают собственной намагниченностью. Поэтому

их фоновый уровень магнитной восприимчивости по шкале карты отмечается как самый низкий – петромагнитной группой "А", которая редко нарушается по площади и захватывает последующую также низкую, но чуть повышенную "В" группу (прил.3.1.).

Магматические прослойки и секущие песчано-сланцевую формацию тела основного и ультраосновного состава широко распространены в данной зоне и в разрезе занимают различный стратиграфический уровень. По площади и в разрезе они нередко сгруппированы так, что разделяющие их сланцы и песчаники неразличимы, принимая массовый характер. Таковыми являются Чутхарский и Чаухкский массивы диабазовых пород. Их обильное количество наблюдается в циклаурской свите. По петроминералогическому составу различают две их разновидности: основного лабрадоросодержащего состава и средне-основного состава. Обе разновидности слабомагнитны, но лабрадоросодержащая характеризуется повышенной на одну группу (по шкале карты) намагниченностью. Однако в аномальном магнитном поле они выделяются слабо и их картирование методами аэромагнитной разведки затруднительно. Причины слабой намагниченности этих пород изучены недостаточно и это (слабая намагниченность) возможно, является кажущимся. Решение этого вопроса весьма интересно, ибо в аспидно-сланцевой зоне имеются медно-пирротиновые и полиметаллические месторождения, которые генетически и по простиранию связывают с диабазами определенного состава, и если установится возможность их выявления на глубине магнитным методом то, последний приобретает здесь косвенно опосредованный характер для указанных типов месторождений.

Редкие небольшие выходы (Девдоракский и др.) пород гранитоид-гранитовой формации не меняют петромагнитной обстановки зоны - её фонового уровня. Также как и слабомагнитная сланцево-песчано-глинистая формация, которая наравне со спилит-диабазовой широко распространены здесь; обе они создают фоновую петромагнитную основу зоны (таб.2.2.2). Лавовые покровы с небольшими островками андезито-дацитовый формации, сосредоточенные в верховьях р. Терек, нарушают петромагнитную обстановку зоны в сторону её повышения до $300 - 500 \times 10^{-6}$ ед. СГС. На карте восприимчивость обозначена символическими знаками "г" и "д" (прил.3.1.).

Местиа-Туанетская зона на петромагнитной карте выделяется как субформация терригенокарбонатного флиша. Зона в петромагнитном отношении, в целом, индифферентна и однородна. Интенсивность магнитной восприимчивости всюду по зоне почти одинакова и отмечена интервалом ($0 - 30 \times 10^{-6}$ ед. СГС) первой группы по градации петромагнитной карты (прил.3.1.). Этот интервал магнитной восприимчивости является фоновым уровнем по отношению к оцифровкам с широким размахом восприимчивости ($8.8 - 37 \times 10^5$ ед.СГС), встречающихся на Цивгомборском хребте на выходах тектонических окон вулканитов и им подобных пород, имеющих неясное происхождение и ограниченное распространение. Такова петромагнитная характеристика зоны безлавовых потоков четвертичного возраста, спускающихся с Кельтского плато и г. Казбеги. Эти лавовые потоки андезито-базальт-дацитового состава имеют ограниченное распространение по площади и глубине. Однако на слабомагнитном фоне зоны они выделяются аномально с магнитной восприимчивостью $210-536 \times 10^{-6}$ ед СГС. Хотя в формировании АМП эффект этих образований не столь значителен как это должно было бы быть (прил.3.1.). Эти данные в какой-то мере противоречивы и требуют дальнейшего исследования. Отдельные породы флишевой субформации характеризуются восприимчивостью по градации карты "А" и "Б" и небольшим размахом, т.е. возможно нормальным распределением этого параметра (таб.3.2.2).

Чхалта-Лайлинская зона терригено-карбонатного формационного состава с довольно частым проявлением мелких диабазовых тел и других вулканитов на петромагнитной карте (прил.3.1.) выделена условным знаком геосинклиального этапа развития. Её фоновый петромагнитный уровень в целом обозначен символом "а" - самого низкого порядка по шкале карты. Отдельные вулканито- и диабазосодержащие участки характеризуются несколько повышенной намагниченностью. Однако слабая петромагнитная изученность не позволяет включить их в общую петромагнитную закономерность формирования данной зоны. В целом, Чхалта-Лайлинская зона богата формационным составом пород: от ультраосновных до кислых интрузивов, от уплотненных сланцев до филлитизированных и мраморизированных известняков, а также различных песчаников и глинистых сланцев. Широк также их возрастной диапазон: от верхнепалеозойских до средней юры. Разнообразна их петромагнитная характеристика (таб.3.2.1). Однако на карте она не отображена из-за малого площадного распространения пород с высокими петромагнитными параметрами, не вписывающимися в масштаб карты.

Гагрско-Джавская зона, сложенная из четырех укрупнённых формаций и образованная в результате многоэтапного тектонического формирования представляет собой сложный глубинный геологический объект, в котором сочетаются в различном объёме породы различного генезиса (магматического, вулканогенно-осадочного, осадочного), возраста, метаморфизма и накопления полезных ископаемых.

Формирование зоны происходило, вероятно, в условиях длительных, мезозойских сложных геодинамических процессов развития. Территориально и в геотектоническом отношении она расположена на Южном склоне Б. Кавказа и занимает промежуточное место между зонами с геосинклинальным развитием этого склона и межгорной Рионско-Куриной впадиной (Грузинской глыбой). Такому сложному гетерогенному геологическому образованию соответствует сочетание площадей на карте (рис.3.1.) со сложной петромагнитной характеристикой. Данные измерений магнитных свойств пород, выступающих на площадях Гагрско-Джавской зоны, систематизированы в таб. 3.2.2, и первыми в этом разделе обозначены интрузивы и субинтрузивы, которые представляют гранодиорит-гранитовую формацию. Гранитоиды и габбро-диориты из этой формации сосредоточены, в основном, на Келасурском и Горабском интрузивах, которые отмечаются восприимчивостью фонового порядка $\chi=(30-84)\times 10^{-6}$ ед.СГС, но их отдельные образцы характеризуются $\chi=260\times 10^{-6}$ ед.СГС, что не нарушает петромагнитный фоновый уровень отмеченных интрузивов. Диабазы встречаются в различных горизонтах песчано-сланцевой формации юры, в порфиритовой свите байоса и песчано-глинистых образованиях бата. Их магнитная восприимчивость повышена и колеблется в широких пределах. Только одна разновидность диабазов, встречающаяся в виде пропластков в сланцах нижней юры слабомагнитна $\chi = 62\times 10^{-6}$ ед. СГС (таб.3.2.2). Порфириты – главная составная часть байосской свиты, магнитны $\chi = 811\times 10^{-6}$ ед. СГС, и эта величина колеблется в широких пределах (та же таблица). Такова краткая характеристика гранодиорит-гранитовой формации и некоторых интрузивных пород, имеющих ограниченное распространение в Гагрско-Джавской зоне, сыгравших небольшую роль в формировании её петромагнитной обстановки. Последняя обусловлена основным формационным составом зоны, характеристика которого дается здесь в стратиграфическом порядке.

Самый нижний формационный состав зоны мощностью в несколько км, но ограниченный по выходам на площади, представлен песчано-сланцевой ассоциацией пород с прослойками и секущими их телами диабазов и различных вулканитов, датируемых синемюр-плинсбахским возрастом; их магнитная восприимчивость (χ) не высока - $20-30\times 10^{-6}$ ед. СГС и характерна для фонового порядка формации.

Следующим сообществом слоев горных пород зоны является глинисто-сланцево-песчанно-аргиллитовая формация, датируемая тоар-ааленским возрастом, именуемая в соответствии со стратиграфической классификацией сорской свитой и представляющая, вместе с позднебайосскими образованиями порфиритовой свиты, одну из главных составных частей геологической формации, определяющая Гагрско-Джавскую зону. Свита занимает большую территорию зоны и вносит значительную долю в петромагнитную характеристику зоны. В петромагнитном отношении она характеризуется слабыми магнитными свойствами ($10-40\times 10^{-6}$ ед.СГС) и создаёт равномерный фоновый уровень "петромагнитного поля", в котором представлен уровень восприимчивости самого низкого порядка по шкале (рис.3.1.) и где встречаются, но довольно редко, значения ступенью выше. Характерной чертой пород (сланцев, песчаников и аргиллитов) является то, что их магнитная восприимчивость имеет логнормальное распределение. Эти статистические оценки позволяют использовать данные параметров магнитных свойств, для решения альтернативных геологических задач, в частности, для сопоставления на различных удаленных друг от друга местах.

В пределах Гагрско-Джавской зоны характерным геолого-формационным, ярким петрофизическим и, что главное, определяющим ее элементом, является порфиритовая свита байоса, представленная спиллит-диабазовой формацией. Свита вулканогенноосадочная, формировалась в геосинклинальном режиме осадконакопления в условиях интенсивного эффузивного и скрытого интрузивного магматизма. Очевидно, ее породообразующий состав представлен широким спектром основных минералов, в том числе, по-видимому, магнетитовых. Петромагнитная картина порфиритовой свиты адекватно сложна и многообразна (рис.3.1.). Петромагнитные свойства, в частности магнитная восприимчивость свиты умещаются в основном в трёх средних градациях, выраженных символическими обозначениями "в", "г" и "д" (рис.3.1.). Её максимальное значение $1500-3000\times 10^{-6}$ ед. СГС встречается в виде исключения и, при определении

среднего по карте, в счет не принимается, однако при расшифровке локальных экстремальных аномальных участков их учет необходим. Остаточная намагниченность спиллит-диабазовых порфириров того же порядка, что и восприимчивость ($250-1500 \times 10^{-6}$ ед. СГС).

Из этого следует, что магнитные свойства среднего уровня по интенсивности характерны для спиллит-диабазовой формации байоса, образованной в геосинклинальном режиме осадконакопления. Характерной чертой порфирировой свиты байоса является нормальное естественное распределение петромагнитных параметров, являющихся важным фактором при решении геолого-геофизических альтернативных.

По южной периферии Гагрско-Джавской зоны прерывисто выступает ассоциация рифогенных, осадочногемогенных известняков, доломитов и доломитизированных известняков, мергелей, а также глинисто-песчаных образований, которые в целом представляют собой карбонатную формацию. Её возрастной интервал довольно широк – верхняя юра-мел, и процесс, видимо, сопровождался сложными геодинамическим и породообразующими процессами, но без особых магматических проявлений. Очевидно, последний фактор обусловил слабую и однородную индуктивную и остаточную намагниченность формации, которая везде находится в пределах фонового ($15-25 \times 10^{-6}$ ед. СГС) уровня, за редкими исключениями достигая $300-500 \times 10^{-6}$ ед. СГС.

Грузинская глыба из-за слабой петрофизической изученности, в связи с ее перекрытостью на большей части площади, среди прилегающих к ней петромагнитных областей (тектонических зон) занимает, в петромагнитном отношении, нечеткое обособленное положение. Границы между ними различны по четкости, местами граница более или менее чёткая, в других местах она расплывчата или отсутствует вообще.

Тем не менее, условно можно очертить и определять петромагнитное разграничение зон на общем фоне региона.

В отношении морфоструктуры и глубинного геологического строения глыба гетерогенна, такова же она, по-видимому, и в петромагнитном отношении, но выявление ее природы затруднено из-за недоступности закрытых площадей для петрофизических исследований. О глубинном петромагнитном состоянии этой крупной геотектонической единицы можно судить только по данным, собранным на выступах глубинных горизонтов, которые наблюдаются на *Дзирульском массиве и Окрибско-Сачхерской и Дзагинской площадях*, и которые обособлены на общем фоне в виде петромагнитных подзон. На Дзирульском массиве (в подзоне), представленном в ядре в виде магматогеннометаморфической формации с выступами фрагментов байоских вулканитов и батских интрузий гранодиоритового состава на южной периферии, а также с покровом глинисто-песчаных отложений олигоценеогена на северном обрамлении, распределение петромагнитных параметров по интенсивности адекватно литолого-вещественному составу этих пород и формаций. Такая модель распределения магнитной восприимчивости напоминает кольцевую структуру с низкими значениями в ядре и высокими по обрамлению. В ядре и на северной периферии интенсивность этого параметра изменяется в пределах фонового интервала – $15-35 \times 10^{-6}$ ед. СГС, и здесь нередко равна $300-500 \times 10^{-6}$ ед. СГС, а на интрузиях гранодиоритов – $1200-1500 \times 10^{-6}$ ед. СГС.

Петромагнитная характеристика пород, слагающих *Дзирульскую подзону*, даётся в таблице 3.2.2. Однако аномальный эффект они создают сообща, сгруппировано по формациям. Последние по значимости в создании общего петромагнитного фона площади располагаются в таком порядке: магматогеннометаморфическая, грано-диорит-гранитовая, базальт-андезитовая, карбонатная и глинисто-песчаная с включениями марганцевой залежи.

Вместе с тем, следует отметить, что на Чорчано-Уцлевском участке в магматогеннометаморфических формациях выделяется особая группа пород, состоящая из габброидов, ультрабазитов, серпентинитов, талька и брекчии вулканогенов, представляющих собой меланж, генезис которого, как предполагают, связан со спредингом дна океана. Все эти породы характеризуются повышенной магнитоактивностью $15-50 \times 10^{-6}$ ед. СГС, однако имеют небольшое распространение и на петромагнитной карте данного масштаба не могут отмечаться.

Таким образом, основная масса Дзирульского магматогенно-метаморфического образования характеризуется слабыми магнитными свойствами или индифферентностью к индуктивному намагничивающему полю. Секущие их интрузивные породы основного состава (габбро-диориты, грано-диориты) более позднего возраста составляют небольшой процент из общей массы подзоны; они обладают повышенными и высокими магнитными свойствами. Они могут повысить намагниченность этого объекта, в целом, но эффект обусловленный ими из-за низкого объемного

фактора в магнитном поле местности не высок и слабо фиксируются даже на открытых структурах.

Если представить, что эта магматогенно-метаморфическая формация лежит в основе фундамента складчатого образования Грузинской глыбы и в целом Закавказской плиты, где она перекрыта мощным осадочным слоем, то магнитный эффект от такого фундамента не будет великим, более того, ощутимым. Возможность высокой индуцированности и большой насыщенности фундамента магнитоактивными породами на закрытых площадях вряд ли допустима, ибо на Дзирульском, тектонически наиболее напряжённом, массиве наличие таких факторов незначительно, на его же погружениях с меньшим тектоническим напряжением допущение высокой насыщенности интрузиями основного состава ничем не оправдано.

В Окрибско-Сачхерско-Дзагинской подзоне петромагнитные параметры характеризуются иным пространственным распределением эксцентрическим – с высокими $4.7-20 \times 10^{-4}$ ед.СГС значениями в центральной части, и низкими $15-25 \times 10^{-6}$ ед.СГС на перифериях. Магнитоактивные породы и формации представлены здесь вулканитами байоса и интрузивными телами тешенитов, а также диабазами позднего периода.

Конкретно, геолого-петромагнитный формационный состав Окрибско-Сачхерско-Дзагинской подзоны небольшой: габбро-диабазовый, базальт-андезитовый, карбонатный и глинисто-песчанисто-гипсовый (эвапоритовый).

Габбро-диабазовая формация представлена разобщенными редкими прожилками и линзовидными телами тешенитов и диабазов третичного возраста, которые характеризуются магнитной восприимчивостью $3-5 \times 10^{-4}$ ед. СГС, но не имеют широкого распространения и в масштабе карты не вычерчиваются.

Вторая формация доминирует в подзоне по интенсивности магнитной восприимчивости и ширине простираения. Она определяет петромагнитную нагрузку площади и напряжённость АМП над последней формацией.

Окрибско-Сачхерская петромагнитная подзона разделяется индифферентной в магнитном отношении перемычкой на две части: собственно Окрибскую и Мохва-Ваханскую. Каждая из них представляет собой кольцевую магнитоактивную структуру с интенсивной намагниченностью в центрах и слабой на перифериях.

Особенностью Окрибско-Сачхерского участка Дзагинской подзоны является изменение петромагнитных свойств вулканогенов базальт-андезитовой формации в широких пределах – большой размах, где средняя восприимчивость высокая, а ее стандарт такого же порядка, что ограничивает возможность использования статпараметров восприимчивости с целью решения альтернативных геолого-геофизических задач для большей площади.

В случае решения аналогичных задач с использованием петромагнитных параметров и их статистических данных рекомендуется ограничение области их применения по участкам непосредственного определения этих параметров.

Байосская андезит-базальтовая формация подзоны прерывисто окружена полосой песчано-глинистых с гипсом и карбонатных образований средне-верхней юры, выше и дальше которых широко развиты карбонатные отложения мела. Такой плановый, возможно, и глубинный распорядок формаций определяет отмеченную выше петромагнитную последовательность - интенсивную в центре и слабую на перифериях подзоны.

На западном и восточном погружениях Дзирульского массива в Колхидской низменности и на Тирифоно-Эрцойской равнине глыба перекрыта мощным слоем неогеновых и современных образований, исключающих возможность непосредственных площадных геолого-геофизических исследований глубинных горизонтов. В результате, эти площади недостаточно изучены, значения петромагнитных исследований на карте (прил.3.1.) выставлены редко и никак не могут характеризовать их в целом, как вдоль, так и поперёк и на глубине. Тем не менее, на петромагнитной карте они выделены как петромагнитные обособленные области, которые характеризуются слабыми ($15-20$ и $28-45 \times 10^{-6}$ ед.СГС) магнитными свойствами.

Такова характеристика магнитной восприимчивости и вероятно остаточного намагничения (должно быть того же порядка) неогеновых и современных образований глыбы, разделенных Дзирульским массивом условно на отдельные слабо намагниченные площади. Но какова здесь петромагнитная обстановка глубинных горизонтов? Или, иначе говоря, какие из пород и формаций, выступающие на Дзирульском массиве и в Окрибско-Сачхерской подзоне распространяются в глубине депрессий? Какими магнитными свойствами наделены там породы? Все эти вопросы являются проблематичными.

Вместе с тем анализ АМП позволяет допустить на глубинах Колхиды и Тирифоно-Эрцойской площади наличие местами мощных различного возраста магматогенных формаций с различной степенью намагниченности.

Аналогичная петромагнитная ситуация имеется в Алазанской депрессии и в Южной Кахетии, объединенных по петромагнитным признакам неоген-четвертичного осадочного слоя между собой и с Тирифоно-Эрцойской равниной через Самгори-Сартичальскую площадь, характеризующуюся тем же составом верхнего структурного этажа (молассового) и интенсивностью магнитных параметров того же порядка.

Следовательно, по петромагнитным признакам, территорию межгорной впадины Грузии (кроме Дзирульской и Окриба-Сачхерской, описанных выше) можно разделить на подзоны: Колхидскую, Тирифоно-Эрцойскую и Алазано-Южнокахетинскую, сходные по петромагнитным условиям, установленным по измеренным данными на прогнозных основаниях. Например, на Тирифоно-Эрцойской равнине в северной половине в глубоких горизонтах магнитоактивной должна быть порфиритовая свита байоса. На южной половине эта свита, вероятно, утончена, а андезитобазальтовая формация средне-верхнего эоцена, расположившаяся выше меловых и нижнеэоценовых терригенно-карбонатных образований, должна быть утолщена. В Алазанской депрессии интенсивно магнитоактивными являются породы спиллит-диабазовой формации порфиритовой свиты байоса, которая в южной части перекрыта, по-видимому, вулканогенной базальт-дацит-липаритовой формацией верхнего мела. Аналогичная этому картина должна быть в Колхидской низменности с той разницей, что вулканогены байоса и верхнего мела, свита "мтавари", имеют не столь повсеместное распространение и мощность как в южной Кахетии.

Таким образом, рассмотренные здесь подзоны межгорного прогиба Грузии, характеризуются, в соответствии с их литолого-петрографическим составом, различным многоэтажным петромагнитным строением.

Аджаро-Триалетская петромагнитная область (зона) повторяет, примерно, контуры тектонической зоны этого же наименования. Северная граница ее там, где она совпадает с выходами вулканогенов эоцена, четкая, а на их погружениях под неогеновые завуалирована. По южной границе к зоне вплотную подходят эффузивы из Джавахетского нагорья неоген-четвертичного возраста, что затрудняет их разграничение в плане.

В соответствии с тектонической классификацией (систематикой), Аджаро-Триалетская петромагнитная область (зона) относится к позднеальпийскому геосинклинальному циклу образования, а по формационному составу - андезит-трахибазальтовому с нередким включением дацит-риолитовой, карбонатной, глинисто-песчанистой формации верхнего мела и нижнего палеогена. Минерально-петрографический состав этих формаций определяет широкий петромагнитный спектр пород, сложенных в данной зоне.

Здесь встречаются и переплетены все номенклатурные символы магнитной восприимчивости, по шкале петромагнитной карты (рис.3.2.). В этом плане Аджаро-Триалетская петромагнитная область имеет весьма сложное строение и, как следствие, адекватное ему аномальное магнитное поле.

По своему литолого-вещественному составу зона неоднородна, самые нижние горизонты представлены туфами и туфогенными песчаниками верхнего мела с магнитной восприимчивостью $100-150 \times 10^{-6}$ ед. СГС. Известняки такого же возраста практически не магнитны. У палеоценовых пород магнитная восприимчивость по отношению к карбонатам повышена ($50-80 \times 10^{-6}$ ед. СГС), у нижнеэоценовых доходит до 100×10^{-6} ед. СГС. Высокими ($300-5000 \times 10^{-6}$ ед. СГС и больше) петромагнитными параметрами (восприимчивостью и остаточным намагничением) характеризуются породы и формации андезитобазальтового и трахибазальтового составов среднего эоцена. В отложениях верхнего эоцена содержание этих вулканических продуктов значительно меньше, что естественно отражается на их магнитной восприимчивости, снижающейся до $150-700 \times 10^{-6}$ ед. СГС.

Если для выяснения характеристики данной зоны обратимся к таблице 3.2.2, то заметим, что разновидностью пород Аджаро-Триалетская петромагнитная область не богата 3-4 наименования интрузивных пород среднего состава сиенит-диоритов, почему-то повышенной магнитной восприимчивости $\chi = 20 \times 10^{-4}$ ед.СГС и 26×10^{-4} ед.СГС, не редко достигающей значения $\chi = 30-52 \times 10^{-4}$ ед.СГС в виде небольших выступов. Две, представленные в таблице совокупности одних и тех же пород характеризуются относительно повышенной и пониженной восприимчивостью; они разделены обычно в пространстве и исходят из разных источников.

Породы гранодиоритовой формации: гранитоиды, grano-диориты и диориты в зоне встречаются редко, в виде небольших тел. Их магнитная восприимчивость значительно ниже сиенитовых, но выше их аналогов, распространенных в других зонах.

Вулканогенно-осадочные формации представлены андезитами, андезитобазальтами, трахибазальтами и другими их разновидностями. Магнитные свойства этих пород весьма высоки, большой размах между максимумами и минимумами имеется, к примеру, у восприимчивости. Кроме того, одна и та же разновидность, но из разных мест, характеризуется различными значениями восприимчивости, что не допускает их объединения. В связи с чем, в таблице 3.2.2, особенно по Аджаро-Триалетскому разделу, одно и то же наименование пород приводится по несколько раз.

Заметно, что магнитные свойства пород однородных по петрохимическому составу, но различных по величине (гранулометрической) материала, значительно разнятся по магнитным свойствам. Чем больше грубообломочных, тем больше у них восприимчивость, чем меньше переработан магматический материал, чем меньше нарушена первичная структура магнетитовой минерализации в бассейне седиментации, тем выше у них магнитные свойства.

Очевидно, вблизи вулканических аппаратов соблюдаются оба этих условия, вулканокласты грубообломочны и первоначальная структура магнетитовых минералов, содержащихся в этих вулканокластах, нарушена в наименьшей степени. Эти факторы, наряду с другими, использованы в качестве критерия для прослеживания в плане очагов излияния магмы подводного вулканизма магнитным методом.

Тектоника еще больше осложняет представленную петромагнитную картину, а стратиграфическая последовательность в латеральном направлении в эрозионном срезе часто нарушена или повторяется, что образует на карте пеструю петромагнитную обстановку. Такова она, наверно, и на глубине.

Арвино-Болнисская петромагнитная область, как и тектоническая номенклатура того же наименования, представлена в пределах Грузии подзонами Джавахетской и Болнисской.

Петромагнитная подзона Джавахетского лавового покрова исследована редкой сетью наблюдений по определению магнитных свойств горных пород, что затрудняет установление закономерностей этих свойств по площади и на глубине. Тем не менее данные этих параметров должны быть приобщены к общим исследованиям территории и следует попытаться установить петромагнитную обстановку площади в региональном плане обобщения. С этой региональной точки зрения, представленные здесь породы, разделяются на две возрастные и формационные разновидности: андезитобазальтовую и андезито-дацит-липаритовую, которые, в целом, относятся к самой поздней орогенетической стадии образования.

Известно, что породы лавового покрова и продукты невулканической деятельности, рассмотренной площади, представлены различным петрохимическим и минералогическим составом, и чередуются в пространстве в виде покровов блочного строения, связанного с эксплозивным и экструзивным характером вулканизма. С первым, связаны покровные горизонты долеритов и редко базальтов, со вторым – вулканические конусы и блоки риолит-дацитового состава.

Такой широкой гамме пород естественно соответствуют широко изменчивые величины магнитных свойств горных пород. Самыми низкими петромагнитными свойствами характеризуются породы риолитового состава - липариты и альбитофиры - $30-80 \times 10^{-6}$ ед. СГС. Встречаются также альбитофиры с повышенной индуктивной восприимчивостью $\chi = 100-250 \times 10^{-6}$ ед. СГС. Остаточная намагниченность этих пород не превышает 150×10^{-6} ед. СГС; вектор направлен самым различным образом.

Намагниченность дацитов не намного выше приведенных значений и колеблется в пределах $\chi = 130-300 \times 10^{-6}$ ед. СГС и $\chi = 80-200 \times 10^{-6}$ ед. СГС. Однако вместе с вулканическими шлаками и спекшимися туфами (игнимбритами), широко распространенными на площади и им подобными породами они образуют фоновую "раскраску" данной площади.

На фоне этого петромагнитного уровня выступают высокие ($300-3250 \times 10^{-6}$ ед. СГС) значения магнитной восприимчивости, приуроченные к выходам на дневную поверхность долеритов и других пород базальтового состава (прил.3.1.). Эти породы на Джавахетской площади представлены в виде лавовых покровов и потоков, заполняющих древние рельефные понижения, ущелья и овражные местности. Порой, на этих покровах, продуктах "щелевого" излияния магмы, нагромождены вулканические конусы и другие аналогичные постройки, состоящие в основном из продуктов риолит-дацитового состава.

Петромагнитная характеристика магматических, метаморфических, осадочных формаций и пород, систематизированных по тектоническим зонам Грузии, приведена в таблице 3.2.2

Таб.3.2.2

Наименования формаций и пород	возраст	кол-во определений	магнитная восприимчивость $\text{мх}10^{-6}$ ед.СГС			Остаточная намагниченность $\text{мх}10^{-6}$ ед.СГС	примечание
			среднее	минимум	максимум		
1	2	3	4	5	6	7	8
I. Зона Главного хребта							
Гранитоиды	P ₂₁₋₃	37	46	10	150		
граниты	P ₂₁₋₃	20	56	20	160		
граниты	P ₂₃	24	29	0	33		
гранито-гнейсы	P ₂₃	17	14	2	23		
габбро-диорит	P ₂₃	13	19	9	26		
диабазы	P ₂₃	13	30	10	52		
габбро-диабаз	P ₂₁₋₃	10	21	19	47		
габброиды	P ₂₁₋₃	14	65	45	290		
метаморфич. крист. сланцы	P ₂₁₋₃	25	20,2	9,9	34		
гнейсы	P ₂₁₋₃	15	105	20	250		
мигматиты	P ₂₁₋₃	20	68	26	175		
амфиболит	P ₂₁₋₃	36	78	32	220		
Осадочные							
аспид.сланцы	I ₁	19	25	16	33		
глин.сланцы	I ₁₋₁₂	82	26	18	150		
песчаники	I ₁₋₁₂	25	21	10	27		
II. Казбекско-Лагодехская зона							
Интрузивные и субинтрузивные породы							
гранитоиды	I _{2b}	14	34	15	52		
гнейсо-гранит.	I _{2b}	13	22	0	40		
диабазы	I ₁₋₁₂	16	400	50	1000		
диабаз.	I ₁₋₁₂	20	80	40	110		
порфириты	I ₁₋₁₂	17	65	32	18		
габбро-диабаз	I ₁₋₁₂	11	21	12	36		
альбитофиры	I ₁₋₁₂	13	21	12	36		
Вулканогенно-осадочные							
туфобрекчия	I ₁₋₁₂	13	21	12	36		
Осадочные							
аспид.сланцы	I ₁	105	40	15	70		
глин.сланцы	I ₁₋₁₂	55	19	8	85		
песч.-глинист. сланцы	I ₁₋₁₂	12	37	10	150		
алевролиты	I ₁₋₁₂	11	21	12	35		
песчаники	I ₁₋₁₂	80	15	0	44		
известняки	I ₁₋₁₂	6	18	14	32		
мраморы	I ₁₋₁₂	9	10	0	15		
III. Местийско-Тянетская зона							
Интрузивные и субинтрузивные породы							
базы	I _{1-K₁}	8	469	120	1000		
порфириты	I _{1-K₁}	19	3500	1700	4800		
диабаз.	I _{1-K₁}	9	75	29	270		
порфириты	I _{1-K₁}	9	75	29	270		
Осадочные							
сланцы темн.	I _{1-K₁}	37	61	6	120		
сланцы глин.	I _{1-K₁}	66	19	7	39		
сланцы песч.	I _{1-K₁}	11	21	7	41		
песчаники	I _{1-K₁}	35	10	0	19		
известняки	I _{1-K₁}	68	9	0	39		
мергели	I _{1-K₁}	10	10	0	19		
пелитолиты	I _{1-K₁}	30	33	28	53		
алевролиты	I _{1-K₁}	15	18	5	32		
III. Чхалта-Лайлинская зона							
Интрузивные и субинтрузивные породы							
гранитоиды	I _{2b}	48	548	250	1000		
габбро и габброиды	D-T	15	120	100	500		
порфириты	D-T	12	751	300	2000		
диабазы	I _{2b}	10	38	20	100		
порфирит-диабазы	I _{2b}	6	405	130	1000		
Вулканогенно-осадочные							
туфогенная порода	I _{2b}	9	168	50	400		
туфопесчаник	I _{2b}	5	58	20	80		
Метаморфические							
сланцы метаморф.	D-T	12	23	10	70		
мраморизир. известняки	D-T	15	7	0	45		
кварциты	D-T	8	5	0	20		
Осадочные							
сланцы глин.	D-T	9	11	0	30		
сланцы ороговиков.	D-T	17	22	0	45		
сланцы карбонатные	D-T	6	43	10	60		
сланцы песч.	D-T	22	19	0	60		
песчаники	D-T	17	16	0	45		
сланцы	I ₁₋₁₂	48	29	0	60		
песчаники	I ₁₋₁₂	45	31	0	180		

аргиллиты	I ₁₋₁₂	12	19	0	70		
Гургенско-Джавская зона							
Интрузивные и субинтрузивные							
гранитоиды	I _{2b}	16	34	0	160		
гранитоиды	I _{2bz}	132	92	0	280		
граниты	I _{2bz}	53	38	0	200		
габбро-диабаз-порфириты	I ₁₋₁₂	21	160	40	460		
диабазы	I ₁₋₁₂	25	62	31	445		
диабазы	I ₁₋₁₂	17	507	300	2100		
диабазы	I _{2b}	18	513	120	1000		
порфириты	I _{2b}	103	811	40	2700		
габбро-диор.	I _{2b}	13	173	120	260		
габбро-диаб.	I _{2b}	4	650	120	1830		
спиллиты	I _{2b}	61	2300	70	3500		
порфириты	I _{2b}	95	1449	445	2290		
порфириты мандельштам	I _{2b}	39	1860	810	2860		
порфириты	I _{2b}	13	171	26	560		
диабазы	I _{2bt}	17	447	18	650		
альбитофиры	I ₁₋₁₂	10	0	0	0		
Вулканогенно-осадочные							
туфобрекчия	I _{2b}	50	1348	38	3500		
туфогенная порода	I _{2b}	13	177	120	270		
туфы порфир.	I _{2b}	24	824	39	2118		
туфолавы	I _{2b}	13	170	39	436		
туфы альбитофир.	I _{2b}	14	68	0	150		
туфы мозаичные	I _{2b}	7	245	0	661		
Осадочные							
сланцы ороговиков.	I ₁₋₁₂	29	34	0	100		
сланцы глинистые	I ₁₋₁₂	11	33	0	107		
сланцы	I ₁₋₁₂	19	35	0	50		
сланцы	I ₁₋₁₂	14	22	0	50		
песчано-глин.	I ₁₋₁₂	19	9	4	32		
песчаники	I ₁₋₁₂	67	20	5	60		
аргиллиты	I ₁₋₁₂	17	20	9	27		
алевролиты	I ₁₋₁₂	6	0	0	0		
Тект. брекчия	I ₁₋₁₂	2	15	10	23		
конгломераты	I ₁₋₁₂	20	21	12	32		
алевролиты	I _{2b}	12	15	8	23		
аргиллиты	I _{2b}	15	92	17	190		
песчаники	I _{2b}	15	16	0	50		
кварцевые	I _{2b}	12	6	0	10		
глины	I ₃	16	10	0	21		
известняки	I ₃	44	13	0	23		
мергели сланцевые	I ₃	10	10	0	21		
сланцы карбонатные	I ₃	40	6	0	23		
известняки	K _{1-K₂}	15	5	0	29		
известняки песчаные	K _{1-K₂}	12	21	15	42		
песчаники	K _{1-K₂}	12	21	15	42		
Рудная минерализация							
массивная колчед. руда	I ₁₋₁₂	9	14	0	30		
кварцевая сульф. руда	I ₁₋₁₂	6	24	0	40		
колчеданная массив. руда	I ₁₋₁₂	7	26	20	35		
массивная пиритов. руда	I ₁₋₁₂	3	23	10	35		
III. Грузинская Глыба							
Магматогенно-метаморфическая формация							
Интрузивные и субинтрузивные							
габбро	Pz	4	17	12	38		
габбро-амфиболиты	Pz	13	138	68	330		
габбро	Pz	17	1568	270	7280		
габбро-диорит	Pz	15	950	132	2735		
серпентиниты	Pz	17	656	276	1956		
талк	Pz	16	175	26	310		
габбро-диабаз	Pz	7	70	33	170		
габбро-диорит	Pz	3	42	29	152		
диориты	Pz	5	42	39	42		
граниты (биотит)	Pz	6	17	7	37		
граниты (алюсцит)	Pz	10	4	0	7		
плагιοгранит	Pz	6	33	23	56		
сланцы крист.	Pz	9	18	0	32		
гранитоиды	I ₂	10	57	31	1050		
гранитоиды	I ₂	22	222	55	1760		
порфириты	I _{2b}	13	1248	35	3065		

андезитовые порфириты	I _{2b}	41	923	315	1670		
альбитофирмы	I _{2b}	13	390	16	1200		
Метаморфические							
амфиболиты	P ₂	16	42	21	67		
крист. сланцы	P ₂	25	20	16	34		
плагинейсы	P ₂	30	20	15	45		
мигматиты	P ₂	7	17	13	39		
Вулканогенно-осадочные							
туфобрекчия	I _{2b}	74	898	880	3400		
туфы порфиритов.	I _{2b}	107	1310	105	3300		
Осадочные							
глин. сланцы	I ₁ -I ₂	4	31	11	50		
песчаники	I ₁ -I ₂	10	19	14	39		
песчаники	I ₁ ³	3	15	12	22		
песчаники	I ₂	56	26	9	89		
IV. Аджаро-Триалетская зона							
сиенит-диориты	P ₂ ²	34	3470	180	7375		
сиенит-диориты	P ₂ ²	21	1875	26	7725		
сиениты	P ₂ ²	89	1300	100	2566		
сиениты	P ₂ ²	57	2793	253	4800		
анальцимо-вые сиениты	P ₂ ²	50	3314	250	4800		
гранитоиды	P ₂ ²	12	120	90	350		
грано-диорит	P ₂ ²	18	250	180	460		
диориты	P ₂ ²	22	295	210	539		
Вулканогенно-осадочные							
андезиты порфиритов.	P ₂ ²	29	8726	2150	9550		
андезиты	P ₂ ²	178	2900	1460	9000		
андезиты выветренные	P ₂ ²	53	509	25	6300		
андезиты раздробл.	P ₂ ²	45	3448	1300	6175		
андезитовая брекчия	P ₂ ²	14	3499	1250	5925		
андезитовая туфобрекчия	P ₂ ²	500	2344	50	7225		
андезитовая туфобрекчия	P ₂ ²	160	4059	3000	6800		
андезитовая туфобрекчия	P ₂ ²	70	5214	2606	8035		
вулканогенная конгл. брекчия	P ₂ ²	7	5239	4333	6133		
туфобрекчия	P ₂ ²	13	4044	3200	5200		
туфобрекчия	P ₂ ²	155	2144	120	5000		
туфобрекчия	P ₂ ²	19	3125	100	6966		
туфопесчаник	P ₂ ²	183	2864	100	6966		
туфопесчаник трещинов.	P ₂ ²	40	3300	2533	5320		
туфопесчаник раздробл.	P ₂ ²	17	3378	2475	5000		
туфопесчаник выветренный	P ₂ ²	19	1799	1400	2200		
туфы слюист.	P ₂ ²	48	1605	590	4133		
туфы слюист.	P ₂ ²	26	16	10	21		
туфы	P ₂ ²	22	1929	600	2400		
туфы	P ₂ ²	22	2134	1850	4050		
туфы	P ₂ ²	25	3248	1650	4733		
туфы слюист.	P ₂ ²	10	1057	768	1266		
туфы слюист.	P ₂ ²	20	12	10	19		
туфогенные песчаники	P ₂ ²	134	483	23	3000		
туфопесчаник	P ₂ ²	102	1063	20	2568		
туфы кристал. литокластические	P ₂ ²	58	1714	114	4000		
алевролитов. литокл. туфы	P ₂ ²	25	1714	160	3749		
слоист. туфоген. пелитов.	P ₂ ²	18	20	8	40		
аргиллиты	P ₂ ²	13	823	16	3100		
алевролиты известн. с обломками туфог. пород	P ₂ ²	23	1026	30	2045		
алевролитовые песчаники	P ₂ ²	12	566	60	1900		
порфириты	P ₂ ²	15	3700	2500	4700		
известняки	P ₂ ²	6	15	8	34		
андезитовая туфобрекчия	P ₂ ³	10	2108	1000	3000		
базальты	P ₂ ³	206	2560	366	4900		
трахиты	P ₂ ³	60	2638	382	7825		
вулканоген. глыб. брекчия	P ₂ ³	190	2638	382	7825		
вулканог. брекчия	P ₂ ³	18	1770	326	4656		
туфобрекчия трещиноват.	P ₂ ³	13	2955	2825	3166		
туфобрекчия							

выветренные	P ₂ ³	79	288	90	2560		
туфопесчаник	P ₂ ³	36	2034	900	3900		
туфопесчаник	P ₂ ³	29	538	200	2250		
Осадочные							
алевролиты	P ₂ ³	2	34	8	60		
песчаники	P ₂ ³	57	29	14	37		
песчаники выветренные	P ₂ ³	28	107	20	448		
известняки	K ₂ -d	46	7	3	11		
V. Артвино-Болнисская Глыба I. Джавахетская подзона Вулканогеннокластические							
базальты	N ₁ ³ -Q _{III}	13	1248	730	2592		
андезиты	N ₁ ³ -Q _{III}	6	685	220	1300		
андезито-базальты	N ₁ ³ -Q _{III}	73	915	629	2725		
андезито-дациты	N ₁ ³ -Q _{III}	19	594	328	860		
долериты	N ₁ ³ -Q _{III}	26	746	200	1300		
дациты	N ₁ ³ -Q _{III}	18	652	30	980		
дациты	N ₁ ³ -Q _{III}	140	1062	415	2075		
туфопесчаник	N ₁ ³ -Q _{III}	134	834	77	2900		
туфы дацитовые	N ₁ ³ -Q _{III}	50	627	100	1775		
туфобрекчия	N ₁ ³ -Q _{III}	44	1190	365	2475		
андезито-базальты	N ₁ ³ -Q _{III}	159	1566	61	3625		
андезиты	N ₁ ³ -Q _{III}	68	753	45	1875		
долериты	N ₁ ³ -Q _{III}	175	429	140	767		
альбитофирмы	N ₁ ³ -Q _{III}	41	60	30	90		
альбитофирмы	N ₁ ³ -Q _{III}	21	220	100	315		
дипариты	N ₁ ³ -Q _{III}	30	56	29	96		
2. Болнисская подзона Интрузивные и субинтрузивные							
гранитоиды	P ₂	80	16	0	892		
гранитоиды	P ₂	180	103	17	125		
диориты	P ₂	20	319	200	519		
порфириты	K ₂	97	2070	500	4800		
диабазы	K ₂	7	1054	200	3111		
порфириты полевошпатовые	K ₂	170	403	55	1600		
дациты	K ₂	93	216	100	930		
альбитофирмы	K ₂	167	126	16	850		
альбитофирмы окварцован.	K ₂	81	38	12	271		
андезиты	N ₂ -Q	140	847	202	1847		
долериты	Q	188	267	117	419		
Метаморфические							
сланцы кристаллич.	P ₂	100	23	13	30		
гнейсы	P ₂	70	16	6	26		
Вулканогенно-осадочные							
туфобрекчия	K ₂	63	693	33	1017		
туфы порфиритов.	K ₂	119	323	105	1800		
туфы дацитовые	K ₂	131	114	14	520		
туфопесчаник	K ₂	103	68	18	627		
туфы альбитофир.	K ₂	98	67	17	870		
туфы	K ₂	35	176	16	2134		
туфы окварц.	K ₂	210	138	21	916		
вторичные кварциты	K ₂	43	29	13	30		
туфопесчаник	K ₂	103	68	18	617		
туфопесчаник	K ₂	54	496	0	1850		
дациты	K ₂	20	300	220	350		
порфириты	K ₂	27	2188	220	6410		
диабазы	K ₂	7	2105	510	4020		
туфы	K ₂	25	66	10	2150		
альбитофирмы	K ₂	31	498	150	2390		
туфобрекчия м/зер.	K ₂	96	389	0	4030		
туфопесчаник	K ₂	12	1500	50	2500	80	
туфопесчаник кр./зер.	K ₂	15	1200	30	1800	600	
туфобрекчия крупнооблом.	K ₂	24	1096	178	2688	489	
туфобрекчия мелкооблом.	K ₂	21	2351	698	5933	2091	
андезиты	P ₂	10	1200	533	3750	579	
туфы							

андезитовые	N-Q	88	775	152	2600		
Осадочные и карбонатные							
известняки	K ₂	54	17	10	112		
песчаники известков.	K ₂	46	146	104	394		
песчаники известков.	K ₂	17	87	17	326		
алевролиты	P ₁	61	30	10	216		
конгломераты	P ₁	11	50	12	96		
песчаники	P ₁	321	32	16	325		
глины	N ₂	25	14	22	23		

Болнисская петромагнитная зона расположена на востоке за Кечутским хребтом, который отделяет ее с запада от Джавахетской тектонической зоны. Её геологическая картина довольно сложна. В ее строении принимают участие разнообразные магматические или вулканогенно-осадочные образования, от палеозойских до современных, за редким исключением отсутствующие в стратиграфическом разрезе горизонтов. Сложен и гетерогенен литолого-петрографический состав зоны, с изменчивым и полифациальным повсеместно проявлением в пространстве, которому соответствует полиформационный состав среды. Для объёмного представления этой зоны, ее можно уподобить "пирог", где в вулканогенных разнообразных формациях включены сингенетические (или позднего времени) интрузивы и субинтрузивы, от мелких силл до крупных даек, штоков и лакколлитов, по петрохимическому составу классифицируемые от кислых (риолитов) до основных (базальтов) разновидностей. Разнообразны по составу и богаты по количеству рудные месторождения этого района.

В зоне установлены структурно-тектонические этажи: герцинский, позднекимерийский, раннеальпийский, позднеальпийский. В общей сложности рассмотренный регион испытал, очевидно, многоэтапную геодинамическую историю развития.

Приведенные факторы обусловили необычное скачкообразное распределение параметров магнитной восприимчивости по площади Болнисской зоны. Распределение настолько случайно, что установление в нем определенных закономерностей трудно проследить.

Однако на этой карте с бессистемной оцифровкой (рис.3.1.) можно заметить следующее.

Общий петромагнитный фоновый уровень Болнисской зоны, отличающийся от уровней окружающих зон интенсивностью и диапазоном среднего, что позволяет выделение данной зоны, в целом, в качестве геотектонической единицы с петромагнитной особенностью.

Древние палеозойские породы на выходах Храмского массива так же как на Дзирульском слабомагнитны $10-50 \times 10^{-6}$ ед. СГС. Диапазон изменений восприимчивости по площади находится в пределах "а-в" символических обозначений карты и повышен за счет секущих мелких диабазовых тел, которые возможно немного повышают напряженность наблюденного магнитного поля.

Отмеченное выше скачкообразное распределение восприимчивости по площади характерно для вулканогенной формации верхнего мела, занимающей значительную часть зоны. Формация так неоднородна и изменчива фациально и в структурном отношении, как нигде в другом месте; в слабоотсортированной брекчиево-туфогенной массе дацит-риолитового состава присутствуют хемогенные известняки и постгенетические мелкие и крупные субинтрузивные тела от кислого до основного и редко ультраосновного состава. Последние в брекчиево-туфогенной массе верхнего мела распределены совершенно стохастически случайно, а их магнитные характеристики повторяют "материнское" поведение - распределение имеет стохастический характер.

Слабомагнитными свойствами фонового порядка ("а-б" рис.3.1.) наделена основная брекчиево-туфогенная масса пород с распределением χ , не противоречащим логнормальному распределению. Скачкообразные значения магнитных параметров характерны для плутонических включений средне- и ультраосновного петрохимического состава; по ним составлена гистограмма, которая исключает гипотезу о нормальном распределении магнитной восприимчивости пород Болнисского района.

Болнисская зона с юга граничит с северной частью Локско-Карабахской зоны, представленной Локским массивом и байосской порфиритовой серией, обрамляющей массив с востока и юго-востока. Их петромагнитная нагрузка относительно окружающих площадей высока, на массиве равна $(146 - 800) \times 10^{-6}$ ед. СГС, а на площади порфиритовой формации - $(250 - 3500) \times 10^{-6}$ ед. СГС. Первая цифра для лейкократовых пород массива высока, очевидно, здесь в строении большое участие принимают породы основного состава, вторая является нормальной для пород порфиритовой свиты.

3.2.4. Намагниченность горных пород и формаций. К вопросу петромагнитного моделирования

О природе намагниченности (J) горных пород и руд было сказано в 3.2.1. В физическом понимании она представляет собой сумму $J = J_i + J_n$, где J_i – индуктивная намагниченность, а J_n – остаточная намагниченность. К этому с геологических позиций следует добавить следующее:

1. Породы, слагающие земную кору и наделенные избытком или недостатком магнитных свойств – намагниченности (J) обуславливают АМП, наблюдаемое на поверхности земли. Эффект (интенсивность АМП) в значительной степени зависит от величины намагниченности пород, их объемных размеров и глубины залегания, а при слабой намагниченности, существенную роль могут играть породы близко расположенные к пункту наблюдения.

2. Намагниченность горных пород, наряду с другими петромагнитными параметрами (χ, Q), дает определенную информацию о вещественном составе и физическом состоянии геологической среды.

3. Решение прямых и обратных задач магниторазведки не представляется возможным без знания величин J и закономерностей ее статистической оценки (среднего, дисперсии, медианы и проч.).

Следовательно, наличие комплекта карт и графиков петромагнитного содержания и, в первую очередь, намагниченности при исследованиях АМП данной территории, очевидно, необходимо. При этом анализ статистических закономерностей петромагнитных параметров является составной частью подобного рода исследований.

Выполнить такую задачу в результате непосредственных разовых измерений на образцах, как определение полной намагниченности J – невозможно. Для этого по отдельности определяются J_i и J_n . Последняя составляющая, при петромагнитных исследованиях в массовом порядке не определялась по причинам: а) недооценки¹ важности этого параметра, в образовании АМП и установлении (вещественной) природы аномалиеобразующих масс. б) несовершенства техники и методики массового определения J_n , в) трудоемкости измерений и реализации их, возможно, только в лабораторных условиях.

Таким образом, охарактеризовать породы и формации непосредственно измеренной на образцах намагниченностью (J)², аналогично магнитной восприимчивости (χ), не представляется возможным. Однако это необходимо при количественном решении прямых и обратных задач при геолого-геофизической интерпретации магниторазведочных материалов.

Вместе с тем, этот вопрос может быть решен приблизительно путем преобразования карты оцифровок магнитной восприимчивости (χ) в карту оцифровок индуктивной намагниченности (J_i), с последующим определением в каждом пункте со значением J_i значения $J_n = f(J_i, Q)$, определенного на основе корреляционной зависимости и регрессивного анализа. В этой формуле Q – есть коэффициент Кенисбергера J_n / J_i . В дальнейшем можно определять только модуль полной намагниченности J, интересующих нас пород и формаций. J_n находится в более сложной зависимости $J_n = f(J_i, Q)$, т.е. она связана также с коэффициентом Кенисбергера – $Q = J_n/J_i$, гистограмма распределения этого соотношения двухмодальная, вероятно, из-за малости

¹ Такая тенденция наблюдается во всех известных нам работах, выполненных на территории бывшего Союза [Крутиховская,]

² В литературе [Тяпкин, Крутиховская, Логачев] этот параметр приводится в различных системах измерений физических величин, при этом перевод ее из одной системы в другую в какой-то степени запутан. Мы в этом вопросе придерживаемся положений справочника «Магниторазведка». Считаем, нужным отметить, что $J = J_i + J_n$, где $J_i = \chi H$. H – напряженность магнитного поля на данной широте. Это векторная величина, измеряется в Эрстедах (Э), на широте Грузии $H=0,5$ Э; χ - магнитная восприимчивость, величина безразмерная, выражается в Гауссах (СГС) или его миллионной части (10^{-6} СГС), J - независимая от H величина, измеряется также в Гауссах (СГС).

В настоящее время широко используется международная система измерения физических величин Си. При решении прямых и обратных задач магниторазведки приходится пользоваться параметрами, определенными в различных системах измерений, требующими приведения к единой системе. Числовые значения $\chi(Си)$ и $\chi(СГС)$ связаны формулой $\chi(СГС) = 4\pi\chi(Си)$; $Си(Ампер/метр) = 1/4\pi$ СГС(Гаусс). Например, $100 \cdot 10^{-6}$ едСГС = $12,56 \cdot 100 \cdot 10^{-6}$ А/м = $1256 \cdot 10^{-6}$ А/м или $100 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ А/м (по Крутиховской). Напряженность магнитного поля Эрстед, $\mathcal{E} = 1/4\pi \cdot 10^3$ А/м; намагниченность $J(СГС) = 10^3$ А/м. При вычислении индуктивной намагниченности члены правой части формулы $J = \chi H$, должны быть приведены в одной системе измерения. Например, $\chi = 100 \cdot 10^{-6}$ ед СГС; $J(СГС) = 100 \cdot 10^{-6} \cdot 0,5 \mathcal{E} = 50 \cdot 10^{-6}$ СГС. $J(Си) = 4\pi \cdot 100 \cdot 10^{-6} \cdot 1/4\pi \cdot 10^3 \cdot 0,5 = 50 \cdot 10^{-3}$ А/м. Прямым расчетом, в системе Си: $50 \cdot 10^{-6}$ СГС = $50 \cdot 10^{-6} \cdot 1000$ А/м = $50 \cdot 10^{-3}$ А/м; $0,05 \cdot 10^{-3}$ едСГС = $0,05$ А/м(Си). Получается один и тот же результат.

статистического материала. Если исключить эти недостатки, гистограмма, очевидно, примет вид нормального одномодального распределения.

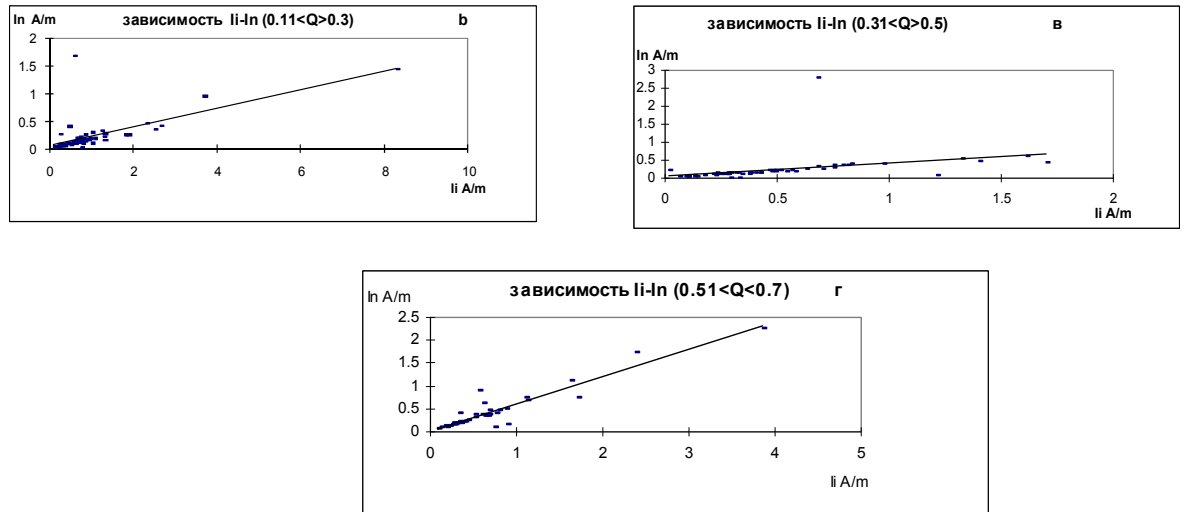


Рис.3.2.7. Зависимость между скалярными величинами индуктивной и остаточной намагниченности, при различных коэффициентах Кенигсберга

Основываясь на приведенных выше результатах, были составлены графики зависимости $J_n = f(J_i, Q)$ (рис.3.2.7 – 3.2.10). К сожалению, в связи с малочисленностью экспериментального материала, эти графики не систематизированы также по литолого-петрографическому составу, генезису, возрасту, приуроченности к тектоническим зонам, метаморфизму и другим факторам. А это дало бы возможность наиболее точного определения искомой величины J_n .

Как видно из рисунков, между индуктивной и остаточной намагниченностью существует линейная корреляционная связь, которая зависит также от их соотношения $-Q$. При $Q \ll 1$, $J_n \ll J_i$; а. $0,7 < Q < 1,1$ $J_n \approx J_i$; когда $Q \gg 1$, J_n в несколько раз превышает J_i . При использовании этих

графиков (рис.3.2.7-3.2.10) в каждом конкретном случае необходимо знание параметра Q , который остается неизвестным. В таких случаях приходится, удовлетвориться приблизительной оценкой намагниченности и руководствоваться тем, что повышенной остаточной намагниченностью характеризуются среднеосновные и основные интрузии и их эффузивные аналоги, распространенные в системе Южного склона, на массивах и в Болнисской зоне. Для среднеосновных пород коэффициент Q колеблется в пределах $0,8-1,5$, а для основных $1,2-5,0$. С учетом геологического строения данной зоны и приведенных коэффициентов Q , можно определить скалярное значение остаточной намагниченности (J_n).

По материалам петромагнитных измерений, собранным на Аджарских интрузиях и любезно предоставленным нам Р. Гогуа, составлен график $J_n = f(J_i, Q)$ (рис. 3.2.19 и 3.2.10).

Аджарские интрузии и их эффузивные продукты представлены, в основном, сиенитовыми и трахиандезито-базальтовыми группами пород и формацией. По петрофизическим данным они относятся к среднеосновному составу пород.

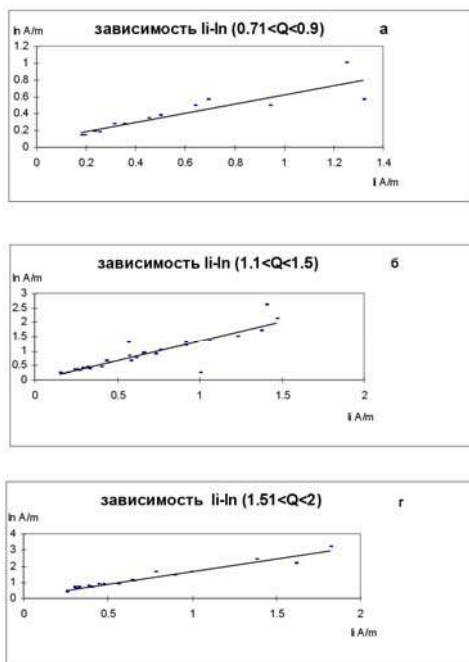


Рис.3.2.8. Зависимость между скалярными величинами индуктивной и остаточной намагниченности, при различных коэффициентах Кенигсберга

Эти породы характеризуются исключительно повышенными петромагнитными свойствами. Они выходят за рамки обычно наблюдаемых измерений (для такого петрохимического состава пород), и их природа остается неизвестной. Тем не менее, петромагнитное моделирование Аджаро-Триалетской зоны строится на основе приведенных графиков (рис. 3.2.9 и 3.2.10).

Полученная карта намагниченности горных пород и формаций территории (рис.3.2.) не имеет эксцессных отклонений в измеренных значениях в этой части площади. Это говорит о том, что применяемая методика составления подобных графиков карт корректна и правомерна.

Сложнее обстоит дело с ориентировочным определением модуля остаточной намагниченности ультраосновных пород, поскольку их магнитные свойства колеблются в весьма широких пределах и, соответственно, при определении коэффициента Q , отражающего их природу и колеблющегося в интервале 0,3-3,5, в отсутствие эмпирических данных могут быть допущены грубые ошибки. К этой категории пород относятся диабазы габбро-диабазы и габбро с высоким процентным содержанием пироксена. Эти породы нередко встречаются на Южном склоне Б.К. Чем объяснить то, что более 50% этих пород слабомагнитные, т.е. характеризуются недостатком акцессорного магнетита, а остальные наоборот? Этот факт интересен как в геологическом, так и в геофизическом отношении и детальное его исследование было бы весьма желательно.

Что касается петромагнитных свойств базальтов и ультрабазальтов, данных об этих породах, у нас не имеется. Однако важно отметить, что на территории Грузии, названные здесь породы, не имеют широкого пространственного распространения и не представляют собой аномалиеобразующий фактор. Вместе с тем, использование в графиках отношений J_n и J_i (рис.3.2.8.-б, в) для этих пород в интервале колебания Q от 0,3 до 0,7 при низкой магнитной восприимчивости и от 0,9 до 2,5 при высокой магнитной восприимчивости, по всей вероятности, правомерно.

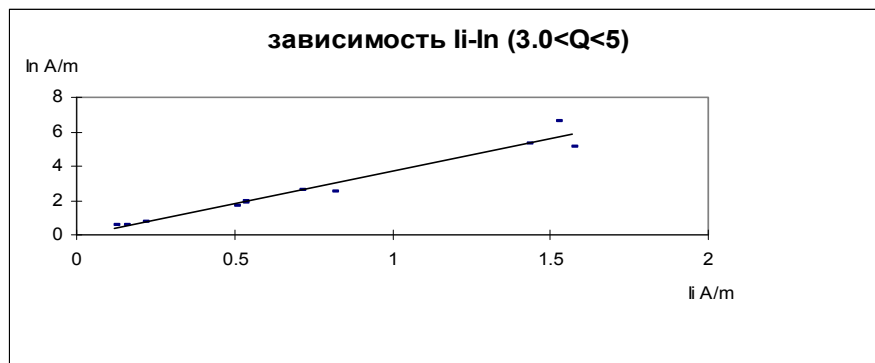


Рис.3.2.9. Зависимость между скалярными величинами индуктивной и остаточной намагниченности, при различных коэффициентах Кенигсберга

Таким образом, приведенные графики (рис.3.2.9-3.2.10) позволяют приблизительно определить скалярную величину (модуля) остаточной намагниченности и вместе с J_i определять общую намагниченность горных пород и формаций, используя данные восприимчивости этих же образований.

Как известно, эффективная намагниченность геологических образований выражается равенством $\bar{J} = \bar{J}_i + \bar{J}_n$; $J_i = \chi \bar{T}_i$, где T_i – векторное значение современного наблюдаемого магнитного поля, выраженное в Эрстедах. При определении J_n вышерассмотренным способом направление этого вектора остается неизвестным. Однако намагниченность аномалиеобразующего тела, определенная также аналитическим способом по наблюдаемому магнитному полю дается без направления вектора. При сопоставлении ее с намагниченностью, определенной выше приведенным способом через J_i выявится, насколько общая намагниченность избыточно определена в первом случае и какой характер (прямая или обратная по отношению современному полю) имеет остаточная намагниченность.

Рассмотренные выше способы относятся к полуколичественным способам и требуют глубокого анализа.

Следовательно, основными петромагнитными параметрами являются J_i и J_n - два различных физических свойства геологических тел с содержанием различных ферромагнитных минералов. Эти свойства находятся каким-то образом в скалярной корреляционной зависимости. Не касаясь

физической сущности этой связи, отметим, что она весьма важна в аспекте формального решения природы происхождения данного АМП.

Анализируя приведенные здесь графики (рис.3.2.8-3.2.10) можно заметить несколько характерных особенностей. Во-первых, на всех рисунках можно наблюдать только линейную регрессивную картину. Во-вторых, слабой индуктивной намагниченности соответствует еще более слабая остаточная намагниченность. В-третьих, с увеличением Q растет наклон регрессивной линии. Однако между J_i и J_n можно наблюдать инверсионный спад (рис.3.2.9-в и 3.2.10-а). Наконец, представленный здесь материал характеризуется, в скрытой форме, дискретно-стохастическим изменением параметра и желательным было бы его детальное исследование в этом аспекте. В частности, установление аналогичной корреляционной связи с разновидностями пород и формаций, систематизированными также по возрасту, приуроченности к тектоническим зонам и прочее. Что намного улучшило точность аналитического определения $J_n = f(J_i)$. К сожалению, графики 3.2.9 - 3.2.10 лишены такой детальности и точности.

Таким образом, у величин J_n , определенных с помощью графиков (рис. 3.2.9 - 3.2.10.) будет определенный недостаток, тем более что данные об ориентации вектора J_n , необходимы иногда в конкретных случаях. Тем не менее, оценив эти особенности, мы сочли возможным составить карту намагниченности геологических образований, без которой геолого-геофизическое истолкование АМП территории было бы лишено значимого факторного анализа.

Карта намагниченности пород и формаций Грузии (рис.3.1.) представляет собой приближенную модель, но вместе с тем, характеризуется определенной закономерностью распределения основного петромагнитного параметра – намагниченности (J) горных пород. В этом плане она не дублирует другие петромагнитные карты, а уточняет и улучшает их информативность.

Достоинством карты намагниченности является то, что, во-первых, величины параметра даются в А/м, соизмеримых с размерностью карт АМП, во-вторых, раздельное обозначение J_i и J_n

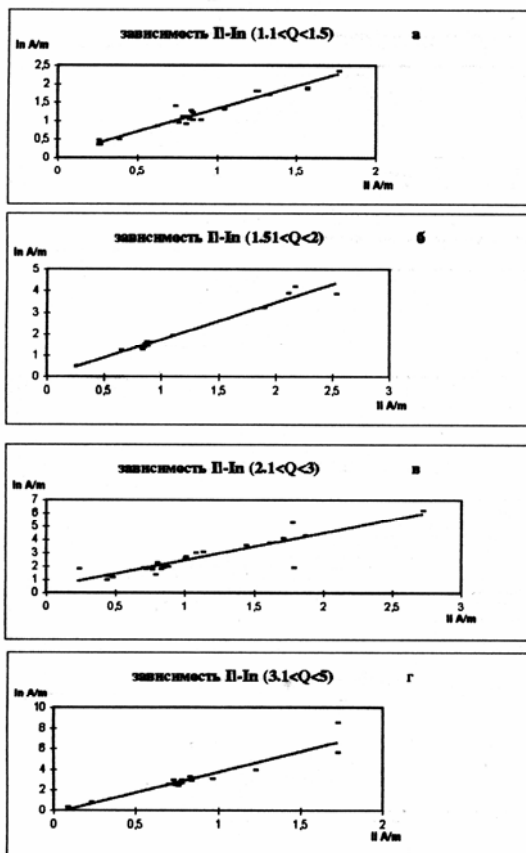


Рис.3.2.10. Зависимость I_n от I_i , измеренных на образцах из Аджарской группы сиенитов [по Р. Гогуа]

позволяет провести сопоставление с наблюдаемым АМП и установить характер направления вектора J_n . При этом следует учесть, что вектор J_i , наверное, совпадает с направлением современного магнитного поля Земли на данной ширине. В Грузии вектор магнитной напряженности наклонен под $56-60^\circ$. Наклон естественной остаточной намагниченности может изменяться по отношению к наклону J_i в широких пределах от 0 до -90° . Модуль суммы векторов

$|\bar{J}_i + \bar{J}_n|$ может измениться от суммы их скалярных величин до $|J_n| - |J_i|$. При значительном преобладании первого члена по характеру наблюдаемого АМП можно судить о характере прямой и обратной намагниченности геологического объекта.

В целом, в отношении петромагнитных исследований на территории Грузии надо заметить следующее:

1. Намагниченность, как и восприимчивость горных пород, находится в прямой зависимости с их ферромагнитным составом.
2. Горные породы Грузии характеризуются относительно пониженным петромагнитизмом.
3. Самой низкой намагниченностью характеризуются различные хемогенные соли,

известняки, доломиты, за ним идут терригенные породы, конгломераты, песчаники, глины, алевролиты, аргиллиты. Из интрузивных пород пониженной намагниченностью отмечаются: граниты, из субинтрузивных – риолиты, липариты, редко альбитофиры. Относительно повышенной намагниченностью характеризуются грано-диориты, диориты, габбро, габбро-диориты, сиениты; субинтрузивные: альбитофиры (часто), дациты; порфириды; вулканогенные: туфы андезитобазальтового состава, туфопесчаники, туфо-конгломераты, туфобрекчи, (в зависимости от вещественного состава).

4. Перечисленные породы, слагающие территорию Грузии, группируются по литолого-формационному составу. Они залегают в осадочном слое или верхней части коры «шлиреобразно» в виде крупных горизонтов на различную глубину и, в зависимости от петрофизического состава, намагничены в различной степени.

5. Карта намагниченности пород (рис.3.2.0) завуалировано показывает плановое положение контуров геологического фона, по-видимому, из-за недостаточности полевых измерений обоих параметров, а так же камеральных способов определения параметра J . Надо полагать, что без этих недостатков, картина была бы более полной и адекватной.

6. Изложенные выше соображения позволяют представить доступную до глубин нашего обозрения геологическую среду (5-10 км по данным глубоких скважин и сейсмических методов исследований) по характеру намагниченности «шлиреобразно» по вертикали и «текто-зонально» по горизонтали.

Последние выводы представляются нам идейным основанием, а поформационная характеристика намагниченности, приводимая ниже в приложении, является материалом для петромагнитного моделирования осадочного слоя и его фундамента.

1. Интрузивные породы встречаются на территории Грузии со всеми их разновидностями от лейкократовых до мафических (ультраосновных). Они приурочены, главным образом, за малым исключением, к выходам кристаллического ядра складчатого сооружения Большого Кавказа и кристаллических массивов Дзирульского, Храмского и Локского. Кроме того интрузии прорезывают осадочные горизонты складчатых сооружений. Возрастной диапазон интрузивных пород весьма широк, от нижне-верхнего палеозоя до верхнего неогена. Однако не каждый из них имеет значительное распространение на площади и в глубину, т.е. объемный масштабный характер, чтобы создавать возмущения в геофизических полях, могущие быть зафиксированными при обычных среднемасштабных съемках. Поэтому не все разновидности пород могли быть изучены за период петрофизического изучения территории до необходимой детальности, многие интрузивные тела были часто случайно пропущены и остались не исследованными.

Здесь приводится неполный список их намагниченности со статистической характеристикой без привязки к определенной местности.

2. Магматогенно-метаморфическая формация - обобщенная, собирательная (скорее геофизическое выражение) агломерация различных гетерогенных геологических образований, датируемая нижне-верхним палеозоем. Ее петромагнитные свойства (восприимчивость (χ), индуктивная (J_i) и остаточная (J_n) намагниченности) представляются в виде сложной ассоциации перечисленных в скобках параметров. Магматогенно-метаморфические образования выступают в ядре антиклинория Б. Кавказа и на кристаллических массивах Дзирульского, Храмского и Локского. Они характеризуются различным простирием по площади и в глубину, а также намагниченностью.

Кристаллическое ядро Б. Кавказа по различным геофизическим данным простирается до глубины 20-25 км, а его намагниченность определяется выражением $(0,02-0,04) \cdot 10^{-3} / (0,005-1,0) \cdot 10^{-3}$ А/м, где в числителе индуктивная намагниченность, а в знаменателе – остаточная. Эти величины весьма малы для создания значимого магнитного поля. Дзирульский массив характеризуется меньшими числовыми значениями: мощность определяется 13-15 км, намагниченность немного ниже предыдущей $(1,015-0,03) \cdot 10^{-3} / (0,005-0,6) \cdot 10^{-3}$ А/м.

На Храмском массиве эти параметры немного повышены: мощность – 16-18 км намагниченность $J_i = (0.02-0.035) \cdot 10^{-3}$ А/м, $J_n = (0.007-0.8) \cdot 10^{-3}$ А/м.

Локский массив находится в петромагнитных условиях аналогичных Храмскому.

Эти данные могут считаться ориентировочными для петромагнитного моделирования фундамента в межмассивном пространстве или на территории Грузии в целом.

3. Аспидно-диабазовая формация (J_p) – аспидные сланцы, аргиллиты, песчаники, с прослойками диабазов, силлы и габбро-диабазы. Ее общая мощность в центральной части

Казбекско-Лагодехской зоны определяется в 3-4 км, на перифериях – в 1-2 км, средняя намагниченность $J_r=0.1-0.2$ А/м.

Таблица № 3.2.3

№ П./П	Наименование пород	Возраст	Намагниченность J в 10^{-3} А/м			
			Среднее	Мин.	Макс	Примеч
1	Граниты в т/ч аплиты,	Pz_{2+3}	95	10	80	
2	Гранитоиды	«	40	25	110	
3	Диориты	«	55	50	200	
4	Пегматиты	«	280	340		
5	Сиениты(грано-сиениты), монциты	«	20	7	1050	
6	Габбро	«	90	345	40	
7	Габбро-диориты	«	750	360	1280	
8	Габбро-сиениты	«	43	17	1700	
9	Граниты	J_{bt}	250	210	90	
10	Грано-диориты	«	32	15	300	
11	Габбро	J_1	51	31	58	
12	Габбро-диабазы	«	886	360	69	
13	Габбро-диабазы	J_{2b}	339	100	1700	
14	Диабазы	J_{2b}	180	92	530	
15	Грано-диориты	J_3-K_1	5100	740	300	
16	Сиениты	P	4200	1120	8400	
17	Монцо-диориты	P			5320	

Другая ассоциация пород - те же самые осадочные породы, но с другим составом диабазов (средне-, основного состава). Их намагниченность повышена, и они не имеют в Казбекско - Лагодехской зоне широкого распространения, эта разновидность (субформация) остается на уровне фонового значения.

4. Сланцево-песчано-аргиллито-туфовулканитовая формация ($J_{1a}-J_{2a}$). Мощность ее на Южном склоне, в Казбекско-Лагодехской зоне равна 1,0-1,5 км, в Гагрско-Джавской – 2,0-2,5 км, намагниченность по оценкам восприимчивости низкая $J_r = 0.008 (J_i) + 0.005 \div 0.008 (J_n)$ А/м, что, по-видимому, отвечает литологическому составу формации.

5. Спилит-диабазовая формация (J_{2b}) – порфириты, спилиты, диабазы и их туфокластолиты и вулканогены. Мощность этих образований в Гагрско-Джавской зоне определена 2,0-3,0 км. Между Джавой и Дедоплис-Цкаро, где эта формация по анализу АМП залегает глубоко и редуцирована по мощности от 0,5 до 1,5 км и составу, она меняется; в Дедоплисскарской районе ее мощность и магнитоактивный состав вновь значительно повышаются. Вследствие этого намагниченность формации по Гагрско-Джавской зоне неоднородна и изменчива в широких пределах, хотя здесь, возможно, имеют место неточности. $J_r = J_i(0.1-1.6)A/m + J_n(0.5-2.5)A/m$. Эта формация является основным магнитоактивным фактором, обуславливающим АМП в Гагрско-Джавской зоне.

6. Базальт-андезитовая формация (J_{2b}) – андезиты, андезитобазальты, диабазы, дациты их пирокластолиты, липариты, глины, известняки, песчаники – приуроченные к глыбовым тектоническим зонам Грузинской, Локско-Карабахской. Мощность этих образований изменчива в широких пределах, в межгорной области равна 1,0-1,5 км, в Окрибе - 1,0-2,5 км, в Локско-Карабахской - 1,5 км. Изменчива также их намагниченность, $J_r = J_i(0.1-1.0) A/m + J_n(0.3-1.5)A/m$, определенная на основании данных восприимчивости, но по характеру АМП, наблюдаемых на указанных глыбах эти параметры изменяться в более широких пределах, а в Локско-Карабахской зоне даже до обратной намагниченности. Что маловероятно...

7. Базальт-андезит-липаритовая (риолитовая) формация (K_2) – туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, андезиты, базальты, дациты, альбитофиры – широко распространена в Юго-Восточной Грузии (Болнисская зона), где ее мощность достигает 1,5-2,0 км. В Западной Грузии, в частности, в Окрибе и Колхиде, на северном борту формации распространены, ограничено по площади с меньшей мощностью 0,-1,0 км. Намагниченность формации определена в Болнисском регионе, где она равна $J_r = J_i(0.8)A/m + J_n(0.2-1.5)A/m$, что, является повышенной для этих же пород в Западной Грузии.

8. Андезит-трахибазальтовая формация (P_2^2) – туфопесчаники, туфобрекчии, андезитобазальты, трахиты. Мощность образований в Аджаро-Триалетии равна $2,5 \div 3,0$ км и более, в Джавахетской зоне – $1,0 \div 1,5$ км, в Болнисской (юго-западной части) – $0,5 \div 1,0$ км. $J_r = J_i(2.3)A/m + J_n(1.5-3.5)A/m$. Она определена для всей Аджаро-Триалетской зоны. Здесь она резко изменчива, в связи с остаточной намагниченностью и распространение этого параметрического значения на все зоны, по-видимому, неравномерно.

9. Андезитбазальтовая формация ($N_1^3 - N_2^2$; $\beta N_2^3 - Q$) – андезиты, базальты, туфопесчаники, туфы, глины, конгломераты представлены в виде лавового покрова за исключением конгломератов и глин. Намагниченность их довольно высока $J_r = J_i(1.8)A/m + J_n(0.6-2.5)A/m$. Она, видимо, не адекватна картине АМП над лавовыми покровами Джавахетского нагорья и требует уточнения в части остаточной намагниченности.

10. Терригенно-карбонатная формация (D-T) – сланцы, филлиты, песчаники, конгломераты, известняки, вулканиты. Формация слагает Чхалта-Лайлинскую зону на южном склоне Большого Кавказа. Она известна здесь дизской серией. Предполагают, что она имеет широкое распространение под юрско-меловыми отложениями, на востоке ее аналогом полагают Сторскую свиту, или же она проходит под этой последней. Считается, что мощность этих образований располагается в пределах 3-5 км и они слабо метаморфизованы. Формация по своему литологическому составу и ритмичности слоев считается океанического – геосинклинального типа происхождения и возможно аналогична туфогенной свите Северного Кавказа. Намагниченность этих образований не высока и оценивается значением $J_r = J_i(0,005-0,03)A/m + J_n(0,007-0,015)A/m$.

11. Терригенно-угленосная формация (J_2bt) – сланцы, глины, песчаники, мелкогалечные конгломераты, линзы угля. В основном, распространена на северной периферии западной части Грузинской глыбы прерывисто с сокращенной мощностью, в несколько сот метров. Характеризуется немного повышенной намагниченностью, $J_r = J_i(0.015-0.045)A/m + J_n(0.0006-0.02)A/m$, но из-за малости объемного фактора не может создать аномалиеобразующего эффекта.

12. Эвапоритовая (J_3) – известняки, доломиты с прослойками глин, гипса и ангидрита. Распространена там же где и предыдущие формации и занимает аналогичную позицию по созданию АМП, т.е. фоновый уровень (ΔT) на площади ею нарушается слабо. Намагниченность этой формации равна $J_r = J_i(0.007-0.015)A/m + J_n(0.005-0.01)A/m$.

13. Субформация терригенно-карбонатного флиша ($J_3 - K_1$) – известняки, доломиты, мергели, сланцы, разнозернистые туфы и конгломераты, $J_r = J_i(0.01-0.02)A/m + J_n(0.006-0.01)A/m$.

14. Карбонатная (K_2) – известняки, доломиты, мергели, сланцы, песчаники карбонатизированные, $J_r = J_i(0.005-0.005)A/m + J_n(0.004-0.007)A/m$.

15. Флишевая ($P_1 - P_1^2$) – известняки, мергели, глины, песчаники с прослойками известняков, $J_r = J_i(0.005-0.009)A/m + J_n(0.004-0.007)A/m$.

16. Морская молассовая ($P_3 - N_1$) – глины, песчаники, мергели, $J_r = J_i(0.004-0.0)A/m + J_n(0.002-0.01)A/m$.

17. Молассовая (N_1) – глины, песчаники, конгломераты, известняки $J_r = J_i(0.005-0.009)A/m + J_n(0.003-0.005)A/m$.

18. Континентально-морская молассовая ($N_2 - Q$) – конгломераты, глины, песчаники, галечники, ракушечники, суглинки, $J_r = J_i(0.009-0.01)A/m + J_n(0.007-0.015)A/m$

В 13-18 пунктах отмеченные свиты и формации пород имеют слишком изменчивую мощность по регионам и при моделировании и интерпретации АМП ее следует уточнить для конкретного региона-объекта.

Распределение намагниченности горных пород по территории исследования показывает, что изменение этого параметра (J_r) происходит с определенной закономерностью – стохастически непрерывно и дискретно. Это говорит о том, что намагниченность по простиранию магнитоактивных (интрузивных, эффузивных, вулканогенных) пород и формаций может изменяться зонально по площади и «шлирообразно» по глубине. Для того, что бы установить связь изменения по площади и в глубину с местным геологическим строением необходимо проследить опробованием, в определенном смысле, непрерывно, геологические разрезы из зоны в зону. Выполнить это невозможно, во-первых, из-за недоступности (закрытости) горизонтов, во-вторых, из-за того, что магнитоактивные горизонты имеют ограниченное дискретное распространение в самых различных зонах и установление границ непосредственно по их петромагнитным параметрам повлечет за собой ошибки. Хотя, АМП конкретной зоны полностью обуславливается ее намагниченностью и само по себе является фактором (признаком) магнито-тектонического районирования.

«Пропластово-крупношлирообразное» строение магнитоактивных интрузивных и вулканогенных пород и формаций в среде относительно магнитоиндиферентных образований осадочного слоя и, возможно, верхней части консолидированной коры, по нашему мнению, определяет формирование наблюдаемого, сложного по структуре и спектральному составу АМП территории Грузии.

Приведенные выше концепции лежат в основе петромагнитного моделирования осадочного слоя и верхней части консолидированной коры, изображенных на карте в виде поперечных к территории разрезом.

3.3. Изучение плотностных параметров горных пород и формаций в связи с тектоникой и глубинным строением

Плотностные параметры плотность (σ -объемный вес), удельный вес (δ –минералогическая плотность) и пористость (P) горных пород характеризуют одно из главных физических состояний геологической среды. Изучив, закономерности распределения этих параметров в данной среде (пространстве), можно установить природу многих геологических явлений, не наблюдаемых непосредственно. Изучение этих закономерностей особенно важно при исследовании глубинного строения земной коры. Однако, изучение их в пространственном плане ограничено из-за: а) недоступности глубинных горизонтов; б) отсутствия методики определения параметров в естественном залегании пород; в) трудоемкости работ в полном комплексе этого физического свойства. Эти трудности, как известно, обходят: а) целенаправленным, массовым, но рациональным опробованием всех разновидностей пород на поверхности и в скважинах, б) проведением измерений параметров физических свойств на всех образцах в прецизионных лабораторных условиях в) решением глубинных (коровых и ниже) вопросов экспериментально на породах и минералах при высоких давлениях и температурах.

Эмпирические материалы по изучению физических свойств пород и руд с трудом, но удовлетворяют требованиям пунктов (а и б) . Что касается выполнения эксперимента по пункту 1, тут дело обстоит и того хуже. При таком фактическом положении дел, при обобщении материалов, трудно рассчитывать на получение результатов большой точности и достоверности. Тем не менее, работа должна быть выполнена.

«Плотность (σ) представляет собой один из важных физических параметров горных пород, лежащих в основе применения гравиметрического метода, используемого для разведки полезных ископаемых, изучения строения земной коры и определения фигуры геоида».

Результаты петрофизических исследований здесь приведены в виде таблиц № 3.3.1-5, графиков-гистограмм распределения плотностей некоторых пород и петроплотностной карты на геологической основе (прил.3.2.)

3.3.1. Некоторые вопросы статистической обработки плотностных параметров

На рисунках 3.3.1-3.3.3. представлены гистограммы распределения плотностей горных пород, отобранных в обнажениях по различной территории Грузии. По характеру графиков, они редко бывают бимодальными, что говорит о литологической однородности и правильности объединения типов пород. Их дисперсия, как правило, подчиняется закону нормального распределения, и их математическое ожидание считается определенным с наибольшим приближением. Выборки гистограмм, недостаточно описанных законом нормального распределения, имеют недостаточное число измерений и статистические оценки имеют малую вероятность. Таких примеров немного. Вместе с тем, данные статистических оценок петроплотностных параметров горных пород позволяют разграничить и систематизировать по площади зонально-различные плотностные неоднородности, которых от 1.75 г/см^3 до 3.05 г/см^3 имеется 9 градаций:

1. До диагенезовой плотности $\sigma \ll 1.75 \text{ г/см}^3$; 2. Субплотностные $\sigma = 1.75 - 1.90 \text{ г/см}^3$;
3. Низкоплотные $\sigma = 1.90 - 2.0 \text{ г/см}^3$; 4. Слабоплотные $\sigma = 2.0 - 2.35 \text{ г/см}^3$;
5. Умеренноплотные $\sigma = 2.35 - 2.45 \text{ г/см}^3$; 6. Среднеплотные $\sigma = 2.45 - 2.60 \text{ г/см}^3$
7. Повышенной плотности $\sigma = 2.60 - 2.75 \text{ г/см}^3$; 8. Высокоплотные $\sigma = 2.75 - 2.90 \text{ г/см}^3$;
9. Мета плотные $\sigma = 2.90 - 3.05 \text{ г/см}^3$;

(Шкалу плотностной градации надо расширить эталонными минеральными и горными породами, отражающими условия и показывающими степени диагенеза, катагенеза и различного метаморфизма).

Summary Statistics for Density

Count	107
Average	2.58972
Median	2.615
Mode	2.645
Geometric mean	2.58813
Variance	0.00814426
Standard deviation	0.0902456
Coeff. of variation	3.48476%
Standard error	0.00872437
Minimum	2.315
Maximum	2.78
Range	0.465

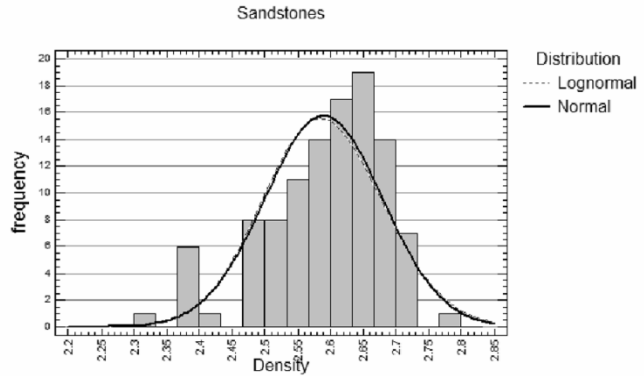


Рис.3.3.1 Гистограмма распределения плотности песчаников нижней юры Казбекско-Лагодехской зоны

Summary Statistics for Density

Count	60
Average	2.50683
Median	2.515
Mode	2.545
Geometric mean	2.50484
Variance	0.00994404
Standard deviation	0.0997198
Coeff. of variation	3.97792%
Standard error	0.0128738
Minimum	2.245
Maximum	2.68
Range	0.435

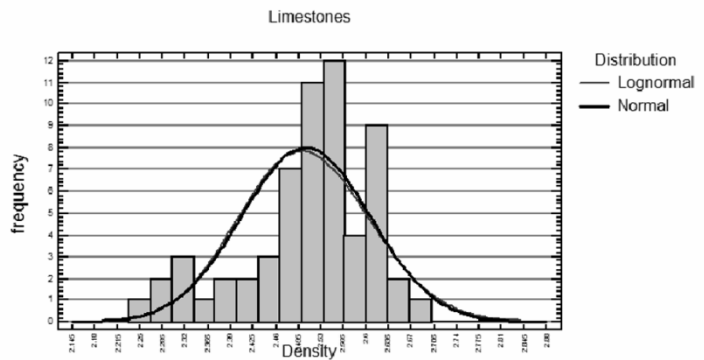


Рис.3.3.2 Гистограмма распределения плотности известняков верхнего мела Мestia-Тианетской зоны

Count	72
Average	2.53319
Median	2.545
Mode	
Geometric mean	2.53079
Variance	0.0120967
Standard deviation	0.109985
Coeff. of variation	4.34175%
Standard error	0.0129619
Minimum	2.245
Maximum	2.78
Range	0.535

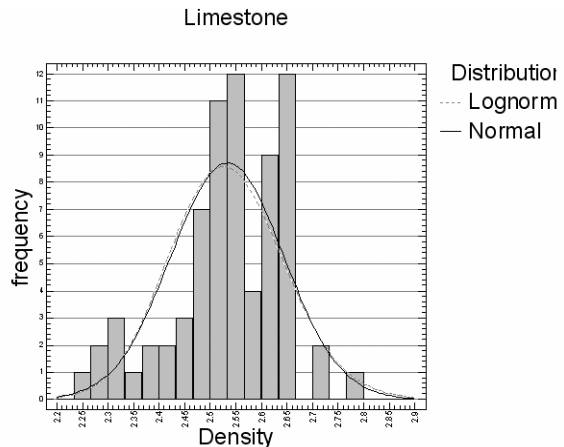


Рис. 3.3.3 Гистограмма распределения плотности известняков верхнего мела Гагрско-Джавской зоны

Что касается статистической оценки плотностных параметров, она выполняется методикой, приведенной при характеристике магнитных свойств горных пород, и полученные выводы распространяются и на петроплотностные свойства. Некоторые характерные гистограммы приводятся здесь.

На рисунках 3.3.1- 3.3.3 приведены гистограммы плотностей различных пород из разных тектонических зон. По аналитическим и графическим оценкам все они характеризуются гауссовским распределением, хотя значительная часть диаграмм остается за пределами кривой распределения. Гистограммы известняков рис. 3.3.2 и 3.3.3 мало отличаются по статистическим оценкам друг от друга, которые по этим оценкам не применимы для разграничения их коренных пород и геологических выводов. Однако по форме (образу) распределения все же отличаются и влияние тектонического фактора подтверждают.

Summary Statistics for Density	
Count	164
Average	2.57957
Median	2.58
Mode	2.58
Geometric mean	2.57895
Variance	0.00329522
Standard deviation	0.057404
Coeff. of variation	2.22533%
Standard error	0.0044825
Minimum	2.48
Maximum	2.78
Range	0.3

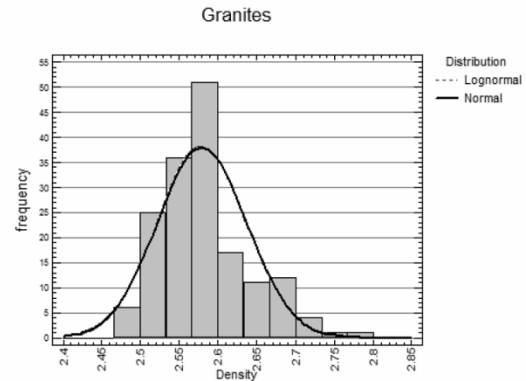


Рис.3.3.4 Гистограмма распределения плотности гранитов Дзирульского массива

Summary Statistics for Density	
Count	106
Average	2.53689
Median	2.58
Mode	2.58
Geometric mean	2.53273
Variance	0.0203935
Standard deviation	0.142806
Coeff. of variation	5.62918%
Standard error	0.0138705
Minimum	2.085
Maximum	2.78
Range	0.695

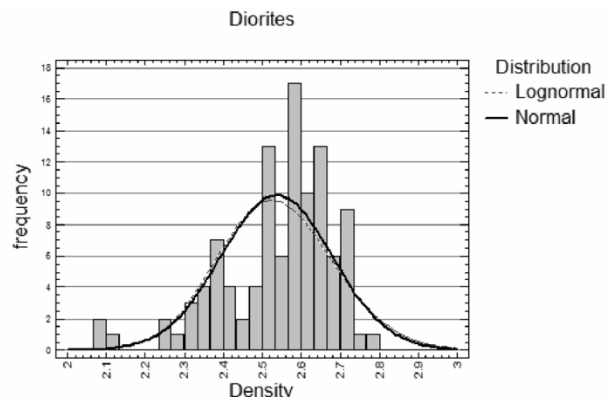


Рис. 3.3.5 Гистограмма распределения плотности диоритов Дзирульского массива

В обоих случаях интрузивные породы (рис. 3.3.2,4,5) характеризуются нормальным распределением, однако на гистограммах распределение плотности диоритов асимметрично и значительная часть гистограмм остается за пределами кривой нормального распределения. На рисунках 3.3.2,6,-7,-8 представлены гистограммы порфиритов из байосской серии вулканитов Гагрско-Джавской зоны, первая – западной части, вторая восточной. Они не совпадают друг с другом ни по форме, ни по параметрам. Они не адекватны по статистическим оценкам, значительно различаются дисперсией и, видимо, различаются также и химико-минералогическим составом. Поэтому этих совокупностей недостаточно для подтверждения какой-либо геологической проблемы.

Summary Statistics for Density	
Count	163
Average	2.63567
Median	2.645
Mode	2.68
Geometric mean	2.63284
Variance	0.0148755
Standard deviation	0.121965
Coeff. of variation	4.62747%
Standard error	0.00955304
Minimum	2.28
Maximum	2.945
Range	0.665

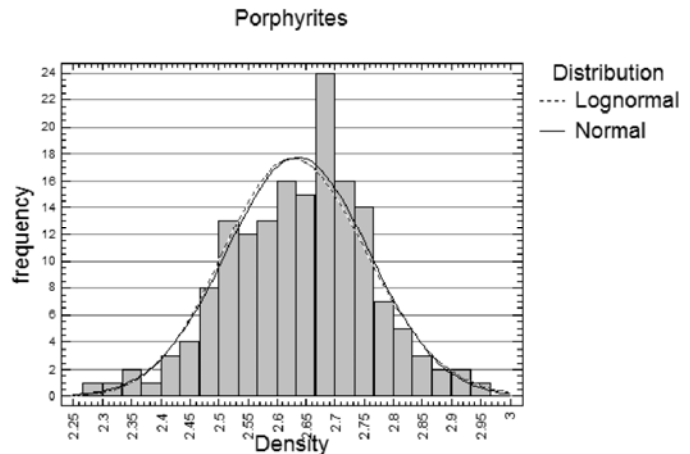


Рис.3.3.6 Гистограмма распределения плотности порфиритов байоса Гагрско-Джавской зоны, западная часть

Summary Statistics for Density

Count	216
Average	2.62227
Median	2.645
Mode	2.645
Geometric mean	2.62066
Variance	0.00830809
Standard deviation	0.0911487
Coeff. of variation	3.47595%
Standard error	0.00620188
Minimum	2.315
Maximum	2.845
Range	0.53

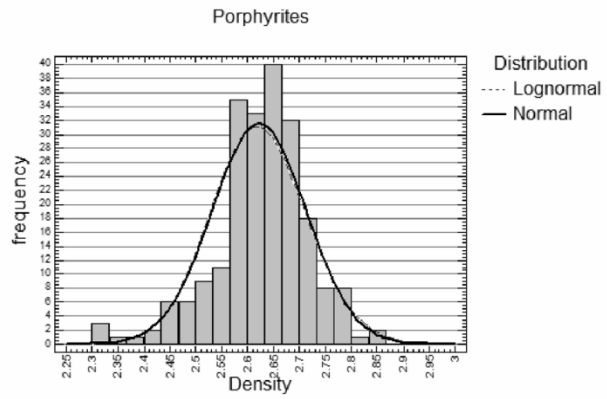


Рис. 3.3.7 Гистограмма распределения плотности порфиристов байоса Гагрско-Джавской зоны

Summary Statistics for Density

Count	194
Average	2.65546
Median	2.645
Mode	2.58
Geometric mean	2.65315
Variance	0.0122521
Standard deviation	0.110689
Coeff. of variation	4.16836%
Standard error	0.00794703
Minimum	2.345
Maximum	2.88
Range	0.535

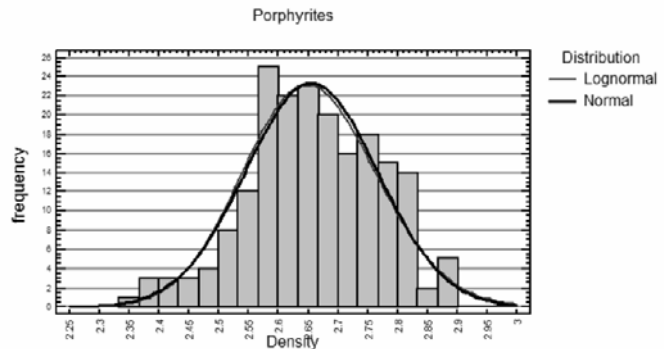
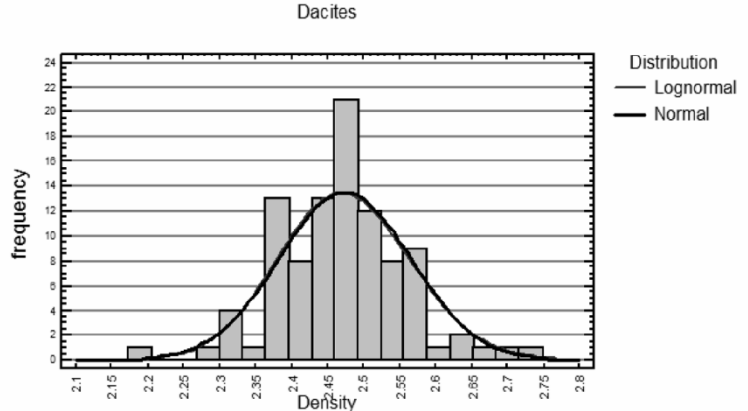


Рис. 3.3.8 Гистограмма распределения плотности порфиристов среднего эоцена Аджаро-Триалетской зоны

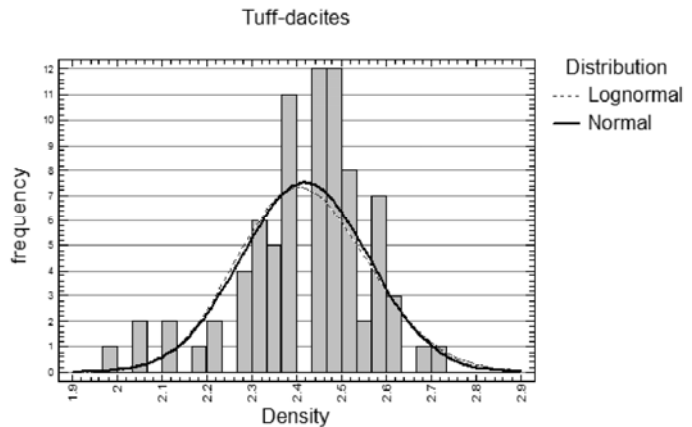
Summary Statistics for density

Count	97
Average	2.47418
Median	2.48
Mode	2.48
Geometric mean	2.47249
Variance	0.00843942
Standard deviation	0.0918663
Coeff. of variation	3.71301%
Standard error	0.00932761
Minimum	2.18
Maximum	2.745
Range	0.565

Рис.3.3.9. Гистограмма распределения плотности дацитов К₂ Болнисского района

Summary Statistics for Density

Count	80
Average	2.41819
Median	2.445
Mode	
Geometric mean	2.41393
Variance	0.0200837
Standard deviation	0.141717
Coeff. of variation	5.86046%
Standard error	0.0158444
Minimum	1.98
Maximum	2.715
Range	0.735

Рис.3.3.10. Гистограмма распределения плотности туфо-дацитов К₂ Болнисского района

Статистические оценки гистограмм (рис. 3.3.9 и 10) дацитов и туфов одинаковые, но немного отличаются по форме. На основании этого можно утверждать, что эти породы образованы из одной или близких порций излияний подводных вулканов.

Приведенные ниже, таблицы значений плотностей и скоростей продольных волн, измеренных на образцах из обнажений, представляют собой полную сводку фондовых и опубликованных материалов. В эту сводку не вошли материалы исследований глубоких скважин из-за того, что они не представлены, дифференцировано по регионам. Таблицы систематизированы по тектоническим зонам и возрасту, петрофизические параметры одних и тех же пород из различных зон сопоставлены между собой. Таблицы неполные, много пропусков, но их сравнительный анализ все же позволяет провести различие по составу, тектогенезу и метаморфизму. Такая сводка с приведенными выше петромагнитными таблицами публикуется впервые, и она будет доступна для широкого круга специалистов, занимающихся интерпретацией геофизических полей.

3.3.2. Петроплотностная характеристика территории Грузии

Результаты петроплотностных исследований приведены в виде таблиц 3.3.1-5, графиков-гистограмм распределения плотностей пород и петроплотностной карты на геологической основе (прил.3.1.). Таблицы петроплотностных параметров составлены, в основном, по фондовым материалам и литературным данным, которые даются в несопоставимых формах, обобщение которых невозможно, ибо даются они раздельно. Отсутствие в использованных работах статистических оценок, кроме среднеарифметических, осложняет установление ряда петрофизических закономерностей по регионам (таб. 3.3.1-4).

Карта плотностного распределения составлена следующим образом: на геологическую основу наносятся все значения измерений по площади. Затем в радиусе в 5-10 км; с учетом типа пород и возраста, объединяются те значения, которые попадают в единый условный контур. Эта совокупность усредняется и наносится на карту с геологической основой (прил.3.1.). Анализ, таким образом, составленной карты позволил произвести ее зональное расчленение на следующее зоны и подзоны с сохранением наименований тектонической зональности, получена карта петроплотностной нагрузки со статистической оценкой последней:

I. Высокоплотностная $\sigma = 2,7-2,8 \text{ г/см}^3$ зона центрального поднятия Главного хребта Б. К.

II. Повышенно-плотностная $\sigma = 2,6-2,7 \text{ г/см}^3$ система зон Южного склона Б. К.: 11-1. Казбегско-Лагодехская $\sigma = 2,64-2,73 \text{ г/см}^3$; 11-2. Местиа-Тианетская $\sigma = 2,59-2,67 \text{ г/см}^3$; 11-3. Гагрско-Джавская $\sigma = 2,62-2,69 \text{ г/см}^3$.

III. Полигенная плотностная зона Рионско-Куринской депрессии (Грузинская глыба)

Подзоны:

- | | |
|--|-----------------------------------|
| III-1. Низкоплотностная Колхидская подзона | $\sigma = 2,2-2,3 \text{ г/см}^3$ |
| III-2. Умеренно-плотностная Окриба-Рачинская подзона | $\sigma = 2,4-2,5 \text{ г/см}^3$ |
| III-3. Среднеплотностная Гагра-Мухурская подзона | $\sigma = 2,5-2,6 \text{ г/см}^3$ |
| III-4. Низкоплотностная Сачхере-Чиатурская подзона | $\sigma = 2,2-2,3 \text{ г/см}^3$ |
| III-5. Высокоплотностной выступ Дзирульского массива | $\sigma = 2,7-2,8 \text{ г/см}^3$ |
| III-6. Умеренно-плотностная Картлийско-Кахетинская | $\sigma = 2,4-2,5 \text{ г/см}^3$ |
| III-7. Умеренно-плотностная Ванати-Гомборская | $\sigma = 2,4-2,5 \text{ г/см}^3$ |
| IV. Среднеплотностная Аджаро-Триалетская | $\sigma = 2,5-2,6 \text{ г/см}^3$ |
| IV- 1. Умеренно-плотностная Горийско-Телетская | $\sigma = 2,4-2,5 \text{ г/см}^3$ |
| V. Умеренно-плотностная Джавахетско-Болнисская зона | |

Подзоны:

- | | |
|--|---|
| V-1. Джавахетская $\sigma = 2,4-2,45 \text{ г/см}^3$ | V-2. Храмская $\sigma = 2,62-2,72 \text{ г/см}^3$ |
| V-3. Болнисская $\sigma = 2,4-2,5 \text{ г/см}^3$ | V-4. Локская $\sigma = 2,58-2,68 \text{ г/см}^3$ |

Эта градация приведена для формальной характеристики карты. Реальные измеренные усредненные значения нанесены на карте и, в пределах литолого-формационного фона зоны, ограничиваются радиусом информативности. половинным расстояния до следующего пункта с усредненным значением. Карта петроплотностного распределения в общих чертах практически совпадает с тектоническим расчленением территории, поскольку, она отражает физическое состояние (компактность) не глубоко залегающих слоев или выходов на поверхность пород, слагающих эти зоны. Тем не менее, интерес представляет их приповерхностное сочетание и

глубинное соотношение, которые должны помочь в решении многих прикладных геолого-геофизических вопросов. Петроплотностная карта, прежде всего, подчеркивает физическую сторону поверхностного состояния геотектоники, рассматриваемой территории. Вместе с тем, она представляет априорные данные для интерпретации гравитационного аномального поля, которое более четко отражает местную геотектонику, порой парадоксально в отношении петрофизики, и требует глубокой интерпретации. В этом плане петроплотностная карта уже систематизирована.

На территорию петроплотностной карты попадает лишь небольшая часть зоны центрального поднятия Главного хребта Б.К. Однако Большой Кавказ с центральной зоной Главного хребта является в значительной мере определяющим геологическим образованием в создании геофизических полей. Зона Главного хребта является фундаментной основой Б. К. и, вероятно, участвует в таком же качестве в образовании основы-фундамента всего Кавказа. Поэтому следует коснуться методики определения средней плотности зоны Главного хребта Б.К. (прил.3.1.).

Большой Кавказ, прежде всего, представляет собой единое глубинное, гетерогенное геологическое образование с геосинклинальной тенденцией развития в прошлом. В тектоническом отношении он является горст-антиклинорием с блоково-складчатым строением. Это громадное горно-складчатое сооружение возвышается над среднепалеозойским прогибом нижне-эпигерцинской платформы на севере и Закавказским межгорным Рионско - Куринским прогибом, на юге, и простирается от Таманского полуострова до Апшеронского полуострова с полным затуханием там же. С генезисом и формированием Большого Кавказа связано развитие многих геологических процессов прилегающих к нему территорий. Отсюда его влияние на формирование геофизических полей и на петрофизику Кавказского перешейка. Все это обусловило рассмотрение петрофизики магматогенно-метаморфических образований Главного хребта Большого Кавказа.

Большой Кавказ, как гетерогенное тектоническое сооружение делится на зоны: на северном склоне:

1. Глыбово-складчатая зона Передового хребта
2. Восточная часть северного склона
3. Зона Северного Дагестана
4. Центральное поднятие Главного хребта
5. Восточное и
6. Западное погружение Главного хребта

На Южном склоне:

7. Казбекско-Лагодехская (в Грузии) - Тфанская (в Азербайджане)
8. Местиа-Тианетская (в Грузии) - Дибрарская (в Азербайджане)
9. Гагра-Джавская (в Грузии)- Вандамская (в Азербайджане)

Объектами нашего петрофизического исследования являются Центральное поднятие Главного хребта и зоны его Южного склона в пределах Грузии.

Из перечисленных в первой части зон на территорию Грузии попадает лишь небольшая южная часть Центрального поднятия Главного хребта. Из-за плохой доступности она недостаточно изучена, кроме того, петрофизические данные, собранные нами по публикациям не привязаны к координатным пунктам и на петроплотностной карте выделяются условно как высокоплотностная ($\sigma=2.70-2.80\text{г/см}^3$) зона, так как здесь развиты интенсивно метаморфизированные минералогические соединения. Следует заметить, что определение реального петрофизического состояния-уровня какого-либо геологического глубинного образования сложно и проблематично.

Для определения «истинного» численного петрофизического уровня какого-либо объекта, надо знать доленое соотношение составных частей формаций и пород данного геологического тела-массива и значение средневзвешенных параметров по этим формациям и породам.

Установление доленых соотношений составных частей (пород и формаций) в таких геологических образованиях, какими являются магматогенно-метаморфические глубинные геологические тела центральной зоны Главного хребта (помимо всего прочего, труднодоступного), Дзирульского, Храмского и Локского массивов представляется непростым делом. Поэтому этот важный вопрос геолого-геофизической проблематики остается незатронутым.

Особенно важно определение реальных характеристик (величин) физических свойств, в том числе, плотностных, топографических масс, в частности, центрального воздымания Главного

Сопоставление физических свойств (σ и V_p) пород древних кристаллических массивов доальпийского фундамента
Таблица 3.3.1

№	Наименование пород	Возраст	Доальпийское основание Большого Кавказа						Храмский массив						Локский массив					
			σ г/см ³			V_p км/с			σ г/см ³			V_p км/с			σ г/см ³			V_p км/с		
			сред.	max	min	сред.	max	min	сред.	max	min	сред.	max	min	сред.	max	min	сред.	max	min
1	Амфиболиты	Pz ₃	2.70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
2	Филлиты	Pz ₃	2.65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
3	Роговик	Pz ₃	2.77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
4	Диориты	Pz ₃	2.65	2.63	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
5	Порфириды	Pz ₃	2.69	2.72	2.66	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
6	Пегматиты	Pz ₂	2.70	2.75	2.70	4.60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
7	Плагиограниты	Pz ₂	2.56	2.67	2.64	4.60	4.80	2.62	2.63	4.60	5.00	2.62	2.63	4.80	5.5	2.63	2.66	4.8	5.10	
8	Грано-гнейсы	Pz ₂	2.66	2.71	2.60	5.81	5.90	2.58	2.66	4.80	5.10	2.60	2.62	4.9	5.40	2.57	2.81	4.6	5.10	
9	Бiotитплагонейсы	Pz ₂	2.70	2.75	2.65	5.50	6.00	2.60	2.68	5.40	5.90	2.60	2.68	5	4.80	3	2.55	3	4	
10	Мусковит - биотит. сланцы	Pz ₂	-	-	-	-	-	2.72	2.76	5.56	6.00	-	-	-	-	-	-	-	-	
11	Биотитовые крист. сланцы	Pz ₂	2.65	-	-	5.0	-	2.61	-	4.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
12	Двухслюдястые сланцы	Pz ₂	2.71	-	-	5.90	-	2.69	2.75	5.76	5.90	-	-	-	-	-	-	-	-	
13	Серпантин	Pz ₂	-	-	-	-	-	2.52	2.58	5.2	5.50	-	-	-	-	-	-	-	-	
14	Роговик	Pz ₂	-	-	-	-	-	2.67	3	250	4.60	-	-	-	-	-	-	-	-	
15	Амфиболиты	Pz ₂	2.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
16	Амфиболиты	Pz ₂	2.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
17	Порфириды	Pz ₂	2.68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
18	Диориты	Pz	2.80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19	Порфириды	Pz	2.85	2.88	2.82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20	Кварцевые диориты	Pz	2.77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21	Гранодиориты	Pz	2.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
22	Граниты	Pz	2.64	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

хребта, как основы-фундамента осадочного покрова главного горно-складчатого сооружения Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса. Важно установление также соответствия его физических параметров с физическим состоянием (катагенезом, метаморфизмом) геологической среды, в смысле создания дискретной плоскости раздела физической неоднородности, способствующей созданию аномалий в геофизических полях. Это последнее весьма важно для установления фундамента складчатого основания в пределах погружения его под осадочным слоем на территории не только Грузии, но и всего Кавказа.

№	Наименование пород	Возраст	Доальпийское основание Большого Кавказа						Храмский массив						Локский массив					
			σ г/см ³			Ур км/с			σ г/см ³			Ур км/с			σ г/см ³			Ур км/с		
			сред.	max	min	сред.	max	min	сред.	max	min	сред.	max	min	сред.	max	min	сред.	max	min
			4																	
44	Амфиболиты	Pz ₁	2.99 21	3.08 2.86																
45	Сланец двухслоистый	Pz ₁	2.76 68	2.89 2.68																
46	Сланец биотитовый	Pz ₁	2.98 3																	
47	Сланец хлорит-мусковитовый	Pz ₁	2.77 10																	
48	Сланец хлорит- биотитовый	Pz ₁	2.69 1																	
49	Сланец плагиоклаз-рогообманк.	Pz ₁	2.81 10																	
50	Гнейсы	Pz ₁	2.69 5	2.87 2.62																
51	Различные граниты	Нижний палеозой		2.65 2.58	5.82 3.60															
52	Кристаллические сланцы	Pz ₁	2.83 3	2.85 2.80	5.70 3	5.90 5.50	5.7 5.4									2.78 10	2.85 2.74	5.6 8	6.0 5.0	
53	Серпентин	Ордовик		2.76 2.53	6.35 5.20															
54	Габро	Ордовик		3.01 2.91	6.82 5.70															
55	Филитовые сланцы	Силур	2.69	2.73 2.68	4.2 4.0															
56	Пироксениты	Ордовик	3.14	3.16 3.10	5.7 5.2															
57	Перидотит пироксениты	Ордовик	3.12		6.32															
58	Перидотит	Ордовик	3.10		6.71															
59	Перидотит	Ордовик	3.05		6.6															
60	Перидотит	Ордовик	2.95		2.60															
61	Пироксен-рогообманк. сланцы	Ордовик	2.84 3	2.85 2.83	6.20 1	6.20														
62	Амфиболиты	Кембрий	2.90 13	2.95 2.80	5.68 8	6.10 5.50	5.60 5.0									2.67 11	2.72 2.61	5.5 11	6.10 5.30	
63	Пироксеновые плагиоклазовые порфириты	Кембрий	2.85																	
64	Дацииты, андезитовые	Кембрий	2.90		5.6	5.9														

Ниже приведена схематическая карта магматогенно-метамофического образования центральной зоны Главного хребта по Сомину М.Л и неполный перечень ассоциации пород, закартированных свит и горизонтов определены компьютерным способом и нанесены на карту (рис.3.3.11.). с условными обозначением $\Pi=2.74\pm 0.12 \text{ г/см}^3$

Мы не можем утверждать, что такое определение правильно, поскольку экспериментальный материал совершенно, не достаточен для определения такого сложного геологического тела, каким является центральное поднятие Главного хребта. Такие работы должны быть выполнены целенаправленно с соблюдением полевых процедур, с максимально равномерной сетью отбора образцов для создания большого массива измерений. Там же должно быть определено соотношение составных частей.

	Наименование пород	Возраст индекс	Казбекско-Лагодехская зона						Местия-Гиагетская зона						Гагрско-Джавская зона					
			Плотность σ г/см ³			Скорость Vp км/с			Плотность σ г/см ³			Скорость Vp км/с			Плотность σ г/см ³			Скорость Vp км/с		
			сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min
65	Глинистые сланцы с пиритом	J ₁ ²	2.72	2.82	2.60	N	5.40	6.60	4.10	N		N								
66	Песчаники гидротермально измененные	J ₁ ²	2.75	2.80	2.70	5	5.20	5.70	4.20	4										
67	Кремнистые сланцы	J ₁	2.70	2.86	2.50	13	5.10	5.80	4.20	13										
68	Песчаники измененные с пиритом	J ₁ ¹	2.70	2.88	2.60	57	5.10	6.40	3.70	51										
69	Глинистые сланцы с прожилками пирита	J ₁ ¹	2.65	2.86	2.50	2	4.50	4.90	4.20	2										
70	Глинистые сланцы	J ₁ ¹	2.72	2.63	2.58	26	5.10	6.00	3.00	21						2.58	2.56	2.61		
71	Туфобрекчии	J ₁ ¹	2.65	2.75	2.61	6	5.10	5.40	4.9	6										
72	Туфы	J ₁ ¹	2.62	2.70	2.56	5	5.20	5.60	4.80	2										
73	Туфы альбитофировые	J ₁ ¹	2.67	2.72	2.74	9	5.20	5.9	3.70	9										
74	Песчаники пиритизир.	J ₁ ¹	2.73	2.96	2.59	17	5.10	5.90	4.50	15										
75	Аспидные сланцы	J ₁ ¹	2.74	2.85	2.70	8	5.40	5.70	4.90	8						2.71	2.67	2.76		
76	Глинистые сланцы	J ₁																		
77	Песчаники	J ₁														2.61	2.58	2.65		
78	Аспидные сланцы	J ₁																		
79	Ожарцованные сланцы	J ₁														2.68	2.65	2.70		

Физические свойства горных пород, доминантно слагающих Рионско-Куринскую депрессию

Таблица 3.3.3

	Наименование пород	Возраст индекс	Колхидская подзона						Картийская подзона						Кахетская подзона					
			Плотность σ /г/см ³			Скорость -Vp км/с			Плотность σ /г/см ³			Скорость Vp км/с			Плотность σ /г/см ³			Скорость Vp км/с		
			сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min
1	Глины	Пост-плиоц																		
2	Глины	N ₂ P1																		
3	Глины, мергели	N ₂ P1																		
4	Песчаники	N ₂ P1																		
5	Известняки	Ph																		
6	Песчаники	N ₂ P1																		
7	Алевриты	N ₂ P1																		
8	Песчаники	N ₂ P1																		
9	Туфобрекчии	N ₂ P1																		
10	Глины	m-pn	1.84 10	2.18 1.61	1.53 1.4	2.40 1.40	2.40 1.40	2.01 2	2.20 1.72	2.20 1.72	3.10 1.30	1.76 2	2.26 30	2.14 2.49	2.14 2.49	2.67 27	2.00 3.26			
11	Песчаники	m-pn	1.95 11	2.34 1.73	1.55 9	1.86 1.20	1.86 1.20	2.11	2.11	2.11	1.70	1.70	2.30 2.5	2.10 2.49	2.10 2.49	2.51 23	1.60 3.50			
12	Мергели	m-pn	2.06 7	2.40 1.88	1.64 5	2.10 1.30	2.10 1.30	2.26	2.55 1.70	2.26	3.23	4.50 1.60								
13	Глины	N ₁ ³ S	2.17 29	2.41 2.08	2.10 18	3.05 3.00	3.05 3.00	2.08 5	2.16 2.00	2.16 2.00	2.15 5	2.60 1.85	2.91 30	2.07 2.29	2.07 2.29	2.33 30	2.00 2.78			
14	Песчаники	N ₁ ³ S	2.13 6	2.26 2.02	1.88 5	1.60	1.60	2.20 100	2.20	2.20	2.50 90		2.29 5	2.14 2.50	2.14 2.50	2.54 14	2.25 3.10			
15	Алевриты	N ₁ ³ S	2.21 9	2.24 2.14	2.48 7	2.68 2.30	2.68 2.30	2.04 6	2.35 1.78	2.35	2.72 6	4.70 1.10	2.30 7	2.25 2.33	2.25 2.33	2.30 5	2.29 2.34			
16	Брекчии	N ₁ ³ S	2.33 5	2.55 2.00	2.27 5	3.5 1.70	3.5 1.70						2.37 7	2.32 2.45	2.32 2.45	2.60 5	2.50 2.63			
17	Известняки	N ₁ ³ S	2.44 24	2.64 2.06	2.83 20	3.50 2.06	3.50 2.06													
18	Мергели	N ₁ ³ S						2.40 6			3.20		2.02 15	1.93 2.15	1.93 2.15	2.24 15	2.12 3.0			
19	Конгломераты	N ₁ ³ S						2.70 2.20	2.30 3	2.30 3	2.45 3									
20	Брекчии	N ₁ ³ S						1.35 1												
21	Гравелиты	N ₁ ³ S						2.05 109			2.00 250		2.45 12	2.25 2.62	2.25 2.62	3.36 10	2.77 3.62			

	Наименование пород	Возраст индекс	Колхидская подзона						Карлийская подзона						Кахетская подзона					
			Плотность σ г/см ³			Скорость -Vp км/с			Плотность σ г/см ³			Скорость Vp км/с			Плотность σ г/см ³			Скорость Vp км/с		
			сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min
			N			N			N			N			N			N		
			1																	
40	Мергели	E ₃	$\frac{1.75}{5}$			$\frac{2.5}{4}$														
41	Мергели	E ₃	$\frac{2.17}{3}$																	
42	Известняки	E ₃	$\frac{2.30}{3}$																	
43	Мергели	E ₂ ³							$\frac{2.46}{4}$			$\frac{3.50}{2}$								
44	Туфопесчаники	E ₂ ³						$\frac{2.3}{22}$												
40	Порфиригты	E ₂ ²						$\frac{2.59}{94}$				$\frac{4.65}{10}$								
45	Мергели	E ₁						$\frac{2.17}{4}$	$\frac{2.25}{2.08}$											
46	Известняки	E ₁						$\frac{4.10}{3.50}$	$\frac{2.28}{6}$			$\frac{2.53}{2.08}$	$\frac{3.80}{6}$							
47	Глины	t - st						7	$\frac{2.27}{4}$			5	$\frac{2.80}{6}$							
48	Туфопесчаники	t - st						$\frac{2.08}{6}$				$\frac{1.60}{5}$			$\frac{2.61}{4}$	$\frac{2.55}{2.64}$	$\frac{4.90}{4}$	$\frac{4.40}{5.20}$		
49	Алевриты	t - st						$\frac{2.40}{8}$												
50	Песчаники	K ₂												$\frac{2.50}{3}$	$\frac{2.47}{2.53}$	$\frac{2.50}{3}$	$\frac{2.40}{2.56}$			
51	Туфогенные известк. песчаники	K ₂												$\frac{2.56}{4}$	$\frac{2.58}{2.58}$	$\frac{5.10}{2}$	5.10			
52	Алевриты	K ₂						$\frac{2.35}{4}$				$\frac{3.20}{3}$								
53	Алевриты	K ₂						$\frac{2.35}{4}$				$\frac{3.20}{3}$								
54	Алевриты	K ₂						$\frac{2.35}{4}$				$\frac{3.20}{3}$								
55	Мергели	K ₂						$\frac{2.47}{6}$				$\frac{3.40}{3}$								
55	Мергели	K ₂						$\frac{2.47}{6}$				$\frac{3.40}{3}$								
56	Известняки	K ₂						$\frac{2.52}{230}$				$\frac{4.40}{132}$			$\frac{2.60}{5}$	$\frac{2.53}{2.68}$	$\frac{4.5}{5}$	$\frac{4.10}{5.20}$		

	Наименование пород	Возраст индекс	Колхидская подзона						Картлийская подзона						Кахетская подзона					
			Плотность σ г/см ³			Скорость -Vp км/с			Плотность σ г/см ³			Скорость Vp км/с			Плотность σ г/см ³			Скорость Vp км/с		
			сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min	сред	max	min
			N			N			N			N			N			N		
57	Песчаники	K ₁							2.40			2.6								
58	Известняки	K ₁							$\frac{2.47}{5}$	$\frac{2.52}{5}$	$\frac{2.45}{5}$	$\frac{3.75}{5}$	$\frac{4.10}{5}$	$\frac{2.75}{5}$	$\frac{2.60}{5}$	$\frac{2.53}{5}$	$\frac{2.68}{5}$	$\frac{4.5}{5}$	$\frac{4.10}{5}$	$\frac{5.20}{5}$
59	Глины	K ₁													1.86	-		$\frac{2.30}{3}$	$\frac{2.10}{3}$	$\frac{2.50}{3}$
60	Мергели	K ₁													$\frac{2.39}{5}$	$\frac{2.36}{5}$	$\frac{2.48}{5}$	$\frac{3.30}{5}$	$\frac{2.90}{5}$	$\frac{3.80}{5}$
62	Известняки мергелистые	K ₁													$\frac{2.39}{3}$	$\frac{2.30}{3}$	$\frac{2.52}{3}$	$\frac{3.90}{5}$	$\frac{3.36}{5}$	$\frac{4.30}{5}$
62	Известняки пелитоморфные	K ₁													$\frac{2.56}{3}$	$\frac{2.56}{3}$		$\frac{4.55}{3}$	$\frac{4.45}{3}$	$\frac{4.69}{3}$
63	Доломиты	K ₁													$\frac{2.46}{3}$	$\frac{2.39}{3}$	$\frac{2.51}{3}$	$\frac{4.41}{3}$	$\frac{4.05}{3}$	$\frac{4.53}{3}$
64	Алевролиты	J ₃													2.07	-		1.80	-	-
65	Конгломераты	з													$\frac{2.42}{7}$	$\frac{2.35}{7}$	$\frac{2.61}{7}$	$\frac{2.70}{7}$	$\frac{2.60}{7}$	$\frac{2.89}{7}$
66	Гравелиты	J ₃													$\frac{2.38}{9}$	$\frac{2.11}{9}$	$\frac{2.53}{9}$	$\frac{2.53}{8}$	$\frac{1.70}{8}$	$\frac{3.80}{8}$
67	Брекчи	J ₃													$\frac{2.35}{4}$	$\frac{2.31}{4}$	$\frac{2.51}{4}$	$\frac{2.70}{4}$	$\frac{1.80}{4}$	$\frac{3.12}{4}$
68	Гипс	J ₃													$\frac{2.43}{3}$	$\frac{2.04}{3}$	$\frac{2.66}{3}$	$\frac{2.90}{3}$	$\frac{2.01}{3}$	$\frac{3.65}{3}$
69	Песчаники	J _{2bt}													$\frac{2.32}{3}$	$\frac{2.30}{3}$	$\frac{2.33}{3}$	$\frac{3.48}{3}$	$\frac{3.20}{3}$	$\frac{3.60}{3}$
70	Алевролиты	J _{2bt}													$\frac{2.19}{3}$	$\frac{2.17}{3}$	$\frac{2.20}{3}$	$\frac{2.00}{3}$	$\frac{1.90}{3}$	$\frac{3.00}{3}$
71	Аргиллиты	J _{2bt}													$\frac{2.53}{3}$	$\frac{2.48}{3}$	$\frac{2.56}{3}$	$\frac{4.30}{3}$	$\frac{4.00}{3}$	$\frac{4.50}{3}$
72	Известняки	J _{2bt}													$\frac{2.60}{3}$	$\frac{2.57}{3}$	$\frac{2.66}{3}$	$\frac{6.0}{3}$	$\frac{5.50}{3}$	$\frac{6.20}{3}$
73	Конгломераты	J _{2bt}													$\frac{2.02}{3}$	$\frac{2.00}{3}$	$\frac{2.05}{3}$	$\frac{4.60}{3}$	$\frac{4.10}{3}$	$\frac{5.00}{3}$
74	Аргиллиты	J _{2bt}													$\frac{2.53}{3}$	$\frac{2.48}{3}$	$\frac{2.56}{3}$	$\frac{4.30}{3}$	$\frac{4.00}{3}$	$\frac{4.50}{3}$
75	Известняки	J _{2bt}													$\frac{2.60}{3}$	$\frac{2.57}{3}$	$\frac{2.66}{3}$	$\frac{6.0}{3}$	$\frac{5.50}{3}$	$\frac{6.20}{3}$

Физические свойства осадочных пород доминантно слагающих Аджаро-Триалетскую зону
Таблица 3.3.4

№	Наименование пород	Возраст индекса	Плотность σ г/см ³		Скорость V_p км/с		№	Наименование пород	Возраст индекса	Плотность σ г/см ³		Скорость V_p км/с	
			сред	max	сред	max				сред	max	сред	max
1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
1	Известковистые песчаники	Φ_1 - Φ_2	2.57 11	2.64 2.52	5.1 8	5.30 4.70	18	Порфирилы	Φ_2	2.69 26	2.76 2.60	3.90 15	4.90 3.60
2	Туффопесчаники	Φ_1 - Φ_2	2.54 15	2.65 2.43	2.60 13	3.20 1.90	19	Туфогенные алевролиты	Φ_2	2.51 13	2.56 2.48	4.40 14	5.10 3.90
3	Алевролиты	Φ_1 - Φ_2	2.49 13	2.59 2.33	4.20 15	5.50 2.40	20	Туфогонгломераты	Φ_2	2.56 19	2.64 2.54	3.8 15	4.80 4.20
4	Глины	Φ_1 - Φ_2	2.51 20	2.57 2.44	4.12 18	5.00 3.10	21	Туфы амфиболитовых порфиритов	Φ_2	2.72 13	2.76 2.70	5.30 12	5.70 4.90
5	Песчаники	Φ_1 - Φ_2	2.43 20	2.55 2.13	2.80 18	4.10 2.00	22	Туфы литокристаллические	Φ_2	2.53 14	2.64 2.41	3.42 13	4.48 3.10
6	Известняки	Φ_1 - Φ_2	2.55 10	2.60 2.51	3.2 8	4.20 2.80	23	Песчаники	Φ_2	2.44 47	2.61 2.22	3.04 45	4.45 2.80
7	Известковистые алевролиты	Φ_1 - Φ_2	2.55 12	2.56 2.52	3.86 12	4.66 3.11	24	Глины	Φ_2	2.41 18	2.60 2.35	2.71 13	3.10 2.51
8	Дациговые туфы	Φ_1 - Φ_2	2.44 4	2.48 2.40	3.30 3	3.50 3.10	25	Туфогенные песчаники	Φ_2	2.48 25	2.59 2.32	3.02 25	4.60 2.70
9	Туфы микрокристаллические	Φ_1 - Φ_2	2.43 4	2.51 2.30	3.42 3	4.60 2.40	26	Конгломераты	Φ_2	2.42 8	2.52 2.40	2.30 2	2.50 2.10
10	Туфогенные песчаники	Φ_2	2.49 132	2.68 2.34	3.30 34	5.40 2.30	27	Известковистые песчаники	Φ_2	2.60 14	2.67 2.54	4.50 10	5.40 3.60
11	Туффопесчаники	Φ_2	2.46 135	2.70 2.21	3.10 87	4.10 2.10	28	Известковистый песчаник	Φ_3	2.47 10	2.58 2.43	3.2 12	4.30 2.10
12	Туфы кристаллитокластические	Φ_2	2.46 159	2.64 2.39	3.20 52	4.80 2.10	29	Песчаник	Φ_3	2.37 74	2.70 2.13	2.50 55	5.10 2.00
13	Алевролитовые литокластические туфы	Φ_2	2.51 2	2.63 2.26	4.10 24	5.40 3.10	30	Глины	Φ_3	2.10 55	2.24 1.99	2.57 30	3.65 1.90
14	Слюдистые туфогенные пелитолиты	Φ_2	2.45 19	2.65 2.36	3.70 12	4.90 2.5	31	Туффобрекчия	Φ_3	2.50 4	2.55 2.47	2.70 5	3.50 2.50
15	Аргилиты	Φ_2	2.51 15	2.67 2.10	3.40 12	4.70 2.60	32	Туффопесчаники	Φ_3	2.46 10	2.58 2.38	3.20 10	4.9 2.1
16	Известковистые алевролиты	Φ_2	2.49 40	2.65 2.21	4.30 26	5.30 3.60	33	Конгломераты	Φ_3	2.55 2	-	2.5 1	-
17	Алевролитовые песчаники	Φ_2	2.20 19	2.47 1.94	2.70 10	3.50 2.00							

Физических свойств (σ и V_p) вулканитов Кельское плато и осадочных пород, доминантно слагающих Джавахетско-Болнисскую зону

Таблица 3.3.5

№	Наименование пород	Возраст инд.	Казбекский район Кельское плато						Джавахетская подзона						Болнисская подзона					
			σ г/см ³		V_p км/с		σ г/см ³		V_p км/с		σ г/см ³		V_p км/с		σ г/см ³		V_p км/с			
			сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min		
1	Андезито дациты	Q	2.23 7	2.41 2.08	2.90 8	3.80 2.30	2.25 7	2.20 2.27	3.9 7	3.5 4.2										
2	Андезиты	Q	2.50 2	2.51 2.49	3.60 2	4.50 2.70	2.47 12	2.40 2.49	3.0 11	2.6 3.3										
3	Андезито базальты	Q	2.43 51	2.60 2.20	4.10 1.5	5.60 2.30	2.48 10	2.44 2.51	3.8 10	3.0 4.5										
4	Дациты	Q	2.21 13	2.23 2.03	3.10 1.5	3.70 2.50	2.21 15	2.15 2.23	3.0 1.5	2.5 3.3										
5	Андезито- базальты	Q	2.48 15	2.60 2.10	3.80 1.5	5.80 2.10	2.37 9	2.31 2.40	4.0 9	3.4 4.9										
6	Базальты	Q	2.68 9	2.76 2.57	5.00 1.3	6.40 4.40	2.48 8	2.47 2.90	4.50 8	4.2 4.8										
7	Долериты	Q	2.62 21	2.79 2.51	3.60 1.9	5.10 2.10	2.61 20	2.55 2.63	3.6 1.9	3.3 4.0										
8	Долериты	Q	2.54 1.62	1.95 2.80	4.2 7.4	2.60 5.50														
9	Андезиты	Q	2.37 5	2.45 2.31	3.63 8	3.90 3.50	2.31 13	2.27 2.34	3.5 1.3	3.1 3.7										
10	Андезито дациты	N ₂					2.33 5	2.23 2.45	3.90 5	3.50 4.50										
12	Базальты	N ₂					2.60 10	2.36 2.71	5.0 8	3.9 5.4										
13	Глинистые песчаники	N ₂					2.21 13	2.15 2.23	3.4 1.2	3.1 3.7										
14	Андезиты	N ₂					2.31 7	2.21 2.36	3.5 5	3.3 3.6										
15	Андезиты	N ₂ ³ - Q	2.55 140	2.42 2.65	4.47 90	3.17 5.67														
16	Андезито базальты	N ₂					2.37 5	2.33 2.45	4 5	3.7 4.5					2.62 2.82	5.5 30				
17	Андезито дациты	N ₂					2.23 3	2.20 2.24	3.3 3	3.0 3.5										
18	Туфы андезитов	N ₂ ³ - Q	2.57 28	2.38 2.70		-														
19	Глины	IV ₂	2.23 2.5	1.81 2.50		-														
20	Алевриты	E ₁	2.48 45	2.98 2.53		-														

Определение средневзвешенной плотности центрального поднятия Главного хребта имеет определяющее значение для региона, поскольку оно наиболее консолидировано, представлено широкой литостратиграфической разновидностью, протерозойско-кайнозойской историей развития и слагает главную структурную единицу в Кавказском сегменте Альпийской тектонической системы. В опытный порядок мы попытались определить средневзвешенную

плотность по закартированной плоскости рис. 3.3.12 по формуле:
$$P = \frac{\sum_{i=1}^n S_i \times \sigma_i}{\sum S_i}$$
, где P-плотность массива, S_i-площадь i-той свиты, формации, σ_i - плотность i-той свиты, формации. Площади

№	Наименование пород	Возраст Инд.	Кавказский район Кельское плато						Джаваятская подзона						Бонинская подзона					
			σ г/см ²		Ур км/с		σ г/см ²		Ур км/с		σ г/см ²		Ур км/с		σ г/см ²		Ур км/с			
			сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min		
21	Песчаные пясчаники	Е ₁																		
22	Алевритовые туфы – пясчаники	Е ₁	2,57 30	2,37 2,67	2,9 20	2,40 3,30														
23	Песчаники	Е ₁															2,45 90	4,0 34		
24	Известковые песчаники	К ₂															2,48 13	3,8 10		
25	Измененные песчаники	К ₂															2,57 28	2,6 10		
26	Известковые песчаники	К ₂															2,49 23	2,22 –		
27	Мергелые пясчаники	К ₂															2,49 50	2,26 12		
28	Известняк мергельные	К ₂															2,50 15	2,40 13		
29	Туфолесчаники	К ₂															2,46 91	1,60 36		
30	Туфобрекции	К ₂															2,42 60	2,00 25		
31	Туфы альбитофирные	К ₂															2,34 71	1,84 15		
32	Альбитофир	К ₂															2,42 92	2,07 76		
33	Измененные альбитофир	К ₂															2,38 76	2,14 50		
34	Туфы	К ₂															2,44 36	2,15 1,65		
35	Оварцованные туфы	К ₂															2,44 2,50	2,10 2,65		
36	Туфы порфиритовые	К ₂															2,55 81	2,46 72		
37	Порфириты палео- шпатовые	К ₂															2,52 48	2,68 4,24		
38	Порфириты	К ₂															2,65 182	2,45 103		
39	Туфы лацитовые	К ₂															2,41 102	2,18 30		

№	Наименование пород	Возраст Инд.	Кавказский район Кельское плато						Джаваятская подзона						Бонинская подзона					
			σ г/см ²		Ур км/с		σ г/см ²		Ур км/с		σ г/см ²		Ур км/с		σ г/см ²		Ур км/с			
			сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min	сред	max min		
40	Дацилы	К ₂															2,47 47	2,18 52		

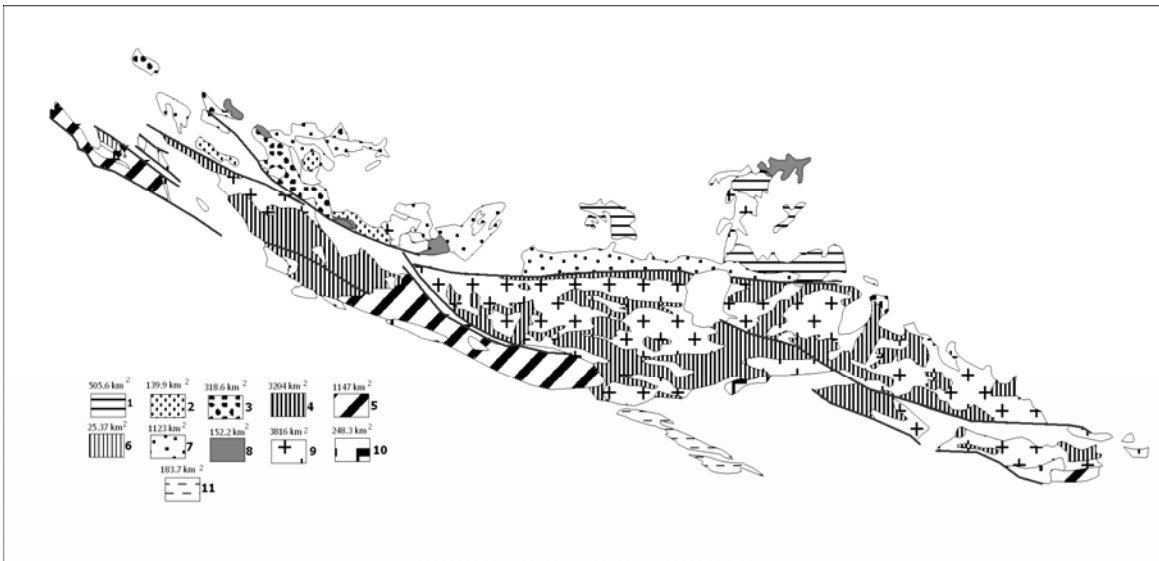


Рис.3.3.11 Схематическая карта доальпийского основания Большого Кавказа (по Сомину М.Л.)

1. Бечасынская зона, Бечасынский метаморфический комплекс; 2. - метаморфические комплексы Передового хребта: Ацгарский, 3 - Бзыбский и его аналоги; 4-7 - метаморфические комплексы зоны Главного хребта: 4. Акерский и гнейс-мигматитовый, неразделенные; 5-Буулгенский и его аналоги; 6 - Лабинский; 7 - средне и верхнепалеозойские комплексы зоны Передового хребта; 8 - офиолиты; 9 - доальпийские гранитоиды; 10 - батские и более молодые гранитоиды; 11 - дизская серия Сванетии; 12 - основные разломы с разделением М.Л. Сомина

Магматические		Метаморфические	
1. Граниты	$\sigma=2.58 - 2.72 \text{ г/см}^3$	7. Кристаллические сланцы	$\sigma=2.76 - 2.85 \text{ г/см}^3$
2. Гранитоиды	$\sigma=2.61 - 2.72 \text{ г/см}^3$	8. Биотит-мусковит. сланцы	$\sigma=2.70 - 2.78 \text{ г/см}^3$
3. Диориты	$\sigma=2.67 - 2.75 \text{ г/см}^3$	9. Филлиты	$\sigma=2.70 - 2.78 \text{ г/см}^3$
4. Порфириды	$\sigma=2.64 - 2.73 \text{ г/см}^3$	10. Филлитизирован. породы	$\sigma=2.68 - 2.76 \text{ г/см}^3$
5. Спилиты	$\sigma=2.68 - 2.74 \text{ г/см}^3$	11. Гнейсы	$\sigma=2.72 - 2.82 \text{ г/см}^3$
6. Габбро	$\sigma=2.80 - 2.94 \text{ г/см}^3$	12. Амфиболиты	$\sigma=2.70 - 2.78 \text{ г/см}^3$
		13. Пироксениты	$\sigma=2.70 - 2.78 \text{ г/см}^3$
		14. Перидодиты	$\sigma=2.70 - 2.78 \text{ г/см}^3$
		15. Эклогиты	$\sigma=?$

О. А. Шванк в статье [Некоторые результаты определения плотности горных пород на Кавказе, Прикладная геофизика №5, 1948] приводит следующую таблицу.

Таблица 3.3.6

Петрографическая характеристика	Плотность	Кол-во
Осадочные породы юрского возраста	-	-
Глинистые сланцы	2,66	17
Разные сланцы	2,68	8
Песчаник	2,57	10
Известняк	2,65	3
Кристаллические породы	2,40	2
Андезит	2,52	1
Альбитофиры	2,59	1
Диорит	2,60	1
Серпентинит	2,64	1
Кварцит	2,66	12
Гранит	2,68	3
Дациг	2,73	2
Мигматит	2,81	1
Порфирит	2,87	11
Диабаз	2,93	3
Кристаллические сланцы	2,94	3
Габбро-диабазы	2,97	5
Амфиболит	3,02	2
Габбро-амфиболит	3,28	1
Перидотит	-	-
Все сланцы и песчаники юрского возраста	2,64	35
Все кристаллические породы	2,77	44

Приведенный короткий перечень пород и плотностей еще раз показывает, что при их сочетании в различном варианте, фундамент осадочного чехла может иметь самую различную компактность и физическое состояние.

Переходя к описанию петроплотностной карты, следует отметить, что геология нами приведена по литературным данным без ссылок.

Зона Главного хребта. Среди структур центрального поднятия она имеет значительные размеры, и характеризуются доминированным составом метаморфических пород и гранитоидов. Зона разделена на две подзоны: северную, эльбрусскую и южную, перевальную.

Перевальная подзона центрального поднятия Главного хребта охватывает осевую часть этого хребта. Она сложена древними кристаллическими магматическими и метаморфическими образованиями. На территории Грузии она прослеживается полосой ширины в 2-3 десятка километров от истоков р. Авадхара, на западе, до Мамисонского перевала, на востоке. Кроме того, небольшой выход древних образований имеется в Дарьяльском ущелье. Полоса древних образований, выступающих на южном склоне, относится в тектоническом отношении к Перевальной подзоне [И. Гамкрелидзе, Д. Шенгелия]. Подзона сложена, в основном, гранитоидами, в которых, у истоков Авадхара включены останки кристаллических сланцев различного размера и различного слюдяного

состава. На отдельных участках встречаются кристаллические сланцы с филлитами. В последних в верховьях Лашипсе обнаруживаются конгломераты, глыбы мраморизованных известняков.

В ущелье р. Белой кристаллические породы выходят на поверхность в виде роговообманковых диоритов и габброидов, далее на север в них появляются амфиболиты и слюдястые сланцы. За последними следуют мраморизованные известняки, пересекающиеся диоритами в контакте с гранат-диопситовым скарном. Севернее, степень метаморфизма возрастает и на Главном хребте распространены гранатовые, кордиеритовые, ставролитовые, турмалиновые

сланцы (результат горячего метаморфизма). У Санчарского перевала эти породы переходят на северный склон хребта. Полоса между Марухским и Санчарским перевалами сложена амфиболитами и кварцево-полевошпатовыми гнейсами, которые пересекаются габроидами, гранитоидами в контакте с признаком метасоматоза. В верховьях р. Кодори развиты диоритовые гнейсы и сланцы, насыщенные минералами, какие бывают при метаморфизме. Выше следуют менее метаморфизированные породы в виде филлитов. В этом комплексе гнейсы и метаморфические сланцы считаются древнейшими, филлиты – более позднего происхождения.

В ущельях Долра, Твибери и Цанери развиты биотитовые двуслюдянистые сланцы. Их видимая мощность в Твибери 750м. У ледника Цанари в контакте с гранитами образованы гранатовые включения, амфиболиты, а в ущельях Накра и Нескра кроме этих пород появляются гнейсы, амфиболиты и мигматиты. В Сванетии, на склонах высоких гор проявляются выступы различных кристаллических сланцев, которые переходят гнейсы. В Верхней Раче метаморфические породы, в обычном их составе, прослеживаются от р. Чвешура до Мамисонского перевала, а затем переходят на Северный Кавказ.

На вышерассмотренной территории Грузии различают две группы метаморфических пород: сильно метаморфизованные кристаллические сланцы, гнейсы и менее метаморфизованные филлиты, кварциты, хлоритовые сланцы.

«Фрагментарные» выходы метаморфических образований южного склона Главного хребта, на северном склоне того же хребта получают широкое распространение и слагают комплексы различных свит, в основном буульгенскую. Перевальная целиком сложена этим комплексом метаморфических образований и делится на свиты. Буульгенский метаморфический комплекс занимает всю перевальную область в бассейнах рек Кодори и Теберда. В буульгенском комплексе прослеживаются метабазиты (амфиболиты) и метатерригенные породы.

Эльбрусская подзона Главного хребта включает в себя два главных доальпийских метаморфических комплекса – верхний макерский, преимущественно, сланцевый и нижний гнейс-мигматизированный. Уровень метаморфизма первого соответствует эпидот-амфиболитовой фации.

Макерский комплекс: здесь преобладают кристаллические сланцы и, в меньшем объеме, присутствуют полевошпатовые ортогнейсы и амфиболиты. Мощность этих гнейсов 80-500 м. Возраст - 430-350 млн. лет. Гнейс-мигматизированный комплекс отделен от макерской толщи. В состав мигматитовых гнейсов входят высокотемпературные пара - и ортогнейсы, метаморфиты и, в меньшем количестве, метапелиты. Метаморфизм комплекса приближается к температуре 750⁰ С, и с ним связаны три амфиболитовые субформации.

В северо-западной части зоны Главного хребта выделяется зона Передового хребта клиновидной формы (с обухом на западе и острием на восток). Зона отличается сложным строением и полнотой истории развития. Она обнажена под глубокоэродированными отложениями. Ниже этих отложений развита грабенообразная тектоника с синклинарного типа структурами, сложенными девон-верхнепалеозойскими отложениями, слагающими, несколько свит, покровного характера. Среди них выделяется Ацгарский покров, сложенный метаморфическими филлитами, с увеличением метаморфизма с северо-запада на юго-восток до биотитовой ступени и внедрившимися дайками дацит-диабазового состава. Некоторые породы из этого комплекса метаморфизированы до гранатового и биотитового метаморфизма Т и Р=4-4,5 кбар.

Особенностью зоны передового хребта является марухский офиолитовый покров, состоящий из ряда чешуй, структурная последовательность которых противоположна последовательности в известных разрезах офиолитов. Самую вероятную позицию в покрове занимают ультрабазиты.

Центральное поднятие Главного хребта ограничивается на севере Бечасынской зоной. Она отличается от южных зон этого поднятия многообразием литофациального состава до 20 свит и слабой степенью метаморфизма (зеленосланцевой).

Приведенный краткий обзор петрологического характера пород и формаций древних образований центрального поднятия Главного хребта достаточен для того чтобы создать представление о характере консолидированности фундамента осадочного покрова на погружениях этого хребта. Используя карту съемки данной территории и, присваивая каждому фрагменту символики карты, соответствующую петрофизическую величину и долею часть, занимаемую им в общей площади, можно определить среднюю петрофизическую величину консолидированного основания по плоскости. Это выполнено выше и средняя плотность центрального поднятия

Главного хребта на плоскости съемки получена равной $\rho = 2.74 \pm 0.12 \text{ г/см}^3$. Представленное на поверхности соотношение свит и формаций с глубиной, предполагаем, не меняется, а плотность, присущая породам Б. Кавказа в целом, возможно, увеличится за счет геостатического давления на 0.1 г/см^3 .

II. Петроплотностная система Южного склона Главного хребта. Под этим наименованием объединены три петроплотностные зоны: Казбекско-Лагодехская, Местиа-Тианетская и Гагрско-Джавская, получившие наименование от тектонических зон, поскольку контуры этих зон в общих чертах совпадают с тектоническими зонами и физическое состояние (уплотненность, компактность зон находятся в прямой зависимости от плотностей) – отражает соответствующую геологическую среду – литостратиграфическую, РТ деформацию.

II-1. Казбекско-Лагодехская плотностная зона. Ее характерной литостратиграфической и структурной особенностью являются: а) монолитность аспидных сланцев, глинистосланцевых, песчаноалевритовых, буро-сланцевых, диабазовых силл (на нижнем стратиграфическом уровне), образований нижнеюрского возраста, б) в структурном отношении, антиклинорный характер складчатости с прослеживанием отдельных структур до нескольких десятков километров.

В петроплотностном отношении зона, в целом, характеризуется повышенной плотностью $\sigma = 2.68 \text{ г/см}^3$. Размах этого параметра по средним значениям, нанесенным на карте $\sigma_{\text{раз}} = 2.65 - 2.73 \text{ г/см}^3$. Значения этого параметра для отдельных видов пород дается в таб. № 3.3.2 и 7. На рисунке приведена гистограмма аспидных сланцевых пород, характерная для однородных, но различно уплотненных глинистых пород.

II-2. Местиа-Тианетская зона является наложенной в западной части на Казбекско-Лагодехскую, а на восточной – Гагрско-Джавскую. Зона имеет пограничное расположение с ними, а в литостратиграфическом отношении более высокое, по уровню, положение. Она сложена, в основном, различным чередованием листообразных глинистых сланцев, песчаников, мергелей, известняков и алевритов и создает флишевую формацию: глинисто-сланцево-песчанистую и глинисто-сланцево-известняковую – «карбонатный флиш» верхнеюрско-нижне-мелового возраста, средняя плотность $\sigma_{\text{ср}} = 2.68 \text{ г/см}^3$, размах $\sigma_{\text{раз}} = 2.65 - 2.73 \text{ г/см}^3$. Плотности отдельных горных пород, характерных для этой зоны приведены в таблице №3.3.2 и 7. На рисунке приведена гистограмма глинистых сланцев верхней юры, которая отличается от вышеприведенной структурой и теоретической кривой распределения.

II-3. По составу разновидностей пород и их возрастной ассоциации **Гагрско-Джавская плотностная зона** – самая гетерогенная из всех зон системы Южного склона. Она сложена отложениями от нижнего лейаса до меловых, включительно. При этом лейас сланцево-глинисто-песчанистый, байос вулканогенно-осадочный, бат глинисто-песчанистый с содержанием детрита и угля, верхняя юра эвапорито-рифогенная, нижний мел известняково-мергелистый, верхний мел вулканогенно-известняковый и мергелистый. Плотности здесь также представлены анахронизмом, притом в широких пределах; для лейаса $\sigma = 2.52 - 2.67 \text{ г/см}^3$, байоса - $\sigma = 2.51 - 2.73 \text{ г/см}^3$, бата – $\sigma = 2.30 - 2.45 \text{ г/см}^3$, верхней юры – $\sigma = 2.54 - 2.79 \text{ г/см}^3$, для нижнего мела $\sigma = 2.48 - 2.63 \text{ г/см}^3$, верхнего мела – $\sigma = 2.52 - 2.68 \text{ г/см}^3$. Плотности для разных видов пород этой зоны даются в таблице № 3.3.2 и 7.

Таким образом, в геологическом отношении между указанными зонами имеется четкое, существенное различие, в плотностном отношении такого различия нет, все они одного ранга повышенной плотностной градации, но размах этого параметра у каждой разный, гистограммы плотностей из различных зон, но от одинаковых пород также различны. Эти признаки позволяют провести их условное разделение. Однако, виду того, что они глубоко эродированы и в гравитационном поле отражены слабо дифференцировано, они объединены в одну плотностную единицу.

В Гагрско-Джавской зоне, Чхалте (Абхазия) и Лайле (Сванетия) выступают верхнепалеозойско-триасовые глинисто-сланцевые породы с туфогенными прослойками, неопределенных групп метаморфизма так называемой Чхалта-Лайлинской зоны. Их плотностные параметры не определены, но на петроплотностной карте они выделены условно без определенной плотностной градации.

III Зона – полигенно плотностная Рионско-Куринской депрессии. В этом наименовании отражен сложный петроплотностной состав. В этой части территории, каких только геологоминералогических образований нет - магматогенно-метаморфических, вулканогенных,

Плотности пород Южного склона Б.К. (Доп. к таблице 3.2.2)

Таблица 3.3.7

№ п/п	Наименование пород	Возраст	Кол-во	Интервал изменения плотности г/см ³	σ г/см ³
1	2	3	4	5	6
1	Казбек-Лагодехская зона	-	-	-	-
2	Аспидные сланцы	J ₁	20	2.65 – 2.74	2.69
3	Черные сланцы	J ₁	15	2.62 - 2.68	2.65
4	Глинистые сланцы	J ₁ ³	25	2.58 - 2.64	2.62
5	Песчаники	J ₁ ³	18	2.56 – 2.72	2.67
6	Алевролиты	J ₁ ³	12	2.57– 2.70	2.70
7	Известняки	J ₁	2	2.60– 2.71	2.64
8	Аргиллиты	J ₁	10	2.60 – 2.6	2.61
9	Диабазы	J ₁	2	2.75– 2.85	2.80
10	Аркозовые мергели	J ₁	10	2.67 -2.70	2.69
11	Местиа-Тианетская	-	-	-	-
12	Глинистые сланцы	J ₃	17	2.60-2.68	2.66
13	Черн. глин. сланцы	J ₃	11	2.56-2.67	2.63
14	Песчаники	J ₃ -K ₁	13	2.55-2.6 2.54-	2.60
15	Алевролиты	J ₃ -K ₁	8	2.67 2.56-2.65	2.60
16	Аргиллиты	J ₃ -K ₁	7	2/56-2/65	2.62
17	Песчаники	K ₁	14	2.49-2.55	2.55
18	Песчаники	P ₁ -P ₂	16	2.55-2.64	2.52
19	Известняки	P ₁ -P ₂	10	2.45-2.56	2.61
20	Мергели	P ₁ -P ₂	19	2.40-2.51	2.50
21	Глина песчанистая	P ₁ -P ₂	11	-	2.45
22	Гагра-Джавская зона	-	-	2.63-2.73	-
23	Глинистые сланцы	J ₃	13	2.60-2.69	2.68
24	Песчаники	J ₁	12	2.61-2.67	2.66
25	Известняки	J ₁ ³	6	2.60-2.69	2.65
26	Песчаники известняковые	J ₁ ³	7	2.50-2.57	2.68
27	Порфириты	J ₂	9	2.50-2.68	2.55
28	Туфобрекчии	J ₂	15	2.66-2.69	2.63
29	Спилиты	J ₂	8		2.68

терригенных, хемогенных и прочих. Аналогично определяется их возраст: от докембрийского до современного, что обуславливает разделение зоны на подзоны:

III-1. Низкоплотностная Колхидская подзона располагается в пределах ее географических границ и Мегрельской депрессии. В большей части она перекрыта современными образованиями. На поверхность редко выступают верхнепалеогеновые и неогеновые глинисто-песчанистые отложения (Гурия, Мегрелия, Абхазия). По измеренным данным, плотности пород на этих отложениях $\sigma = 2.20-2.30$ г/см³, нередко встречаются породы с $\sigma = 1.9$ г/см³. На рисунках приведены петроплотностные разрезы.

III-2. Умеренно-плотностная Окриба-Рачинская зона. Такое название в геологии не принято, хотя области имеют смежное расположение и продолжают друг друга. Окриба в пределах ее географических границ сложена байоскими вулканогенными, вулканогенно-терригенными образованиями их секущими порфиритами и другими телами. На периферии, в некоторых местах, названный комплекс пород перекрывается известняками мела и погружается под ними. Например, к востоку, в рачинском направлении, где преобладают выходы известняков мела, терригенных отложений и рифовых известняков верхней юры. Плотность этой подзоны изменяется в пределах $\sigma = 2.40-2.50$ г/см³

III-3. Среднеплотностная межзональная Гагра-Мухурская подзона – расположена между Гагрско-Джавской зоной и Рионско-Куринским прогибом и сложена известняками верхнего мела, структурированными в флексурную форму, обусловленную, как полагают, региональным разломом. Плотность этой полосы изменяется в широких пределах $\sigma = 2.25-2.50$ г/см³.

III-4. Низкоплотностная Сачхерско-Чиатурская подзона характеризуется $\sigma = 2.1-2.28$ г/см³. Она расположена на северной периферии Дзирульского массива между городами Сачхере и Чиатура. Здесь и в их окрестностях развита олигоценая депрессия (рис.3.3.11 и 12), с характерными для этого яруса песчаноглинистыми сланцеватыми отложениями с мощными

прослоями марганцевого оруденения. Мощность этого комплекса, налегающего над известняками верхнего мела – 0.5-1.0 км. Породы указанной серии характеризуются $\sigma = 2.1-2.28 \text{ г/см}^3$.

III-5. Высокоскоростной выступ Дзирульского массива (рис. 3.3.12). На этом рисунке детально представлена геологическая обстановка массива и дополнительного объяснения не требуется. Однако вопрос состоит в том, какова мощность и простираение на глубине каждой его составной части. Диапазон изменения плотностей составляющих его пород довольно большой $\sigma = 2.66-2.83 \text{ г/см}^3$, но какова валовая плотность массива? Вопрос проблематичный.

Дзирульский массив представляет собой довольно крупный выступ доальпийского кристаллического фундамента в центральной части Закавказской межгорной депрессии и вместе со своим пересеченным высоко-плоскогорным рельефом является водоразделом между бассейнами западнее и восточнее от него направленных рек (рис.1.1.).

Массив, в основном, сложен докембрийским гнейсово-мигматитовым комплексом, метабазами, кварцево-диоритовыми ортогнейсами, кембрийскими метабазами, позднебайкальскими гранитодами плагиогранитовой серии, а также позднегерцинскими гранито-гнейсами и гранитами.

В юго-восточной части массива среди позднегерцинских гранитоидов сохранились фрагменты Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса, состоящего из кембрийских и среднепалеозойских пластин терригенно-вулканических пород и ассоциирующихся с ними метафиолитов того же возраста.

В плане обоснования фундамента Рионско-Куринской прогиба, наряду с приведенным выше, следует рассмотреть и древние массивы межгорной депрессии.

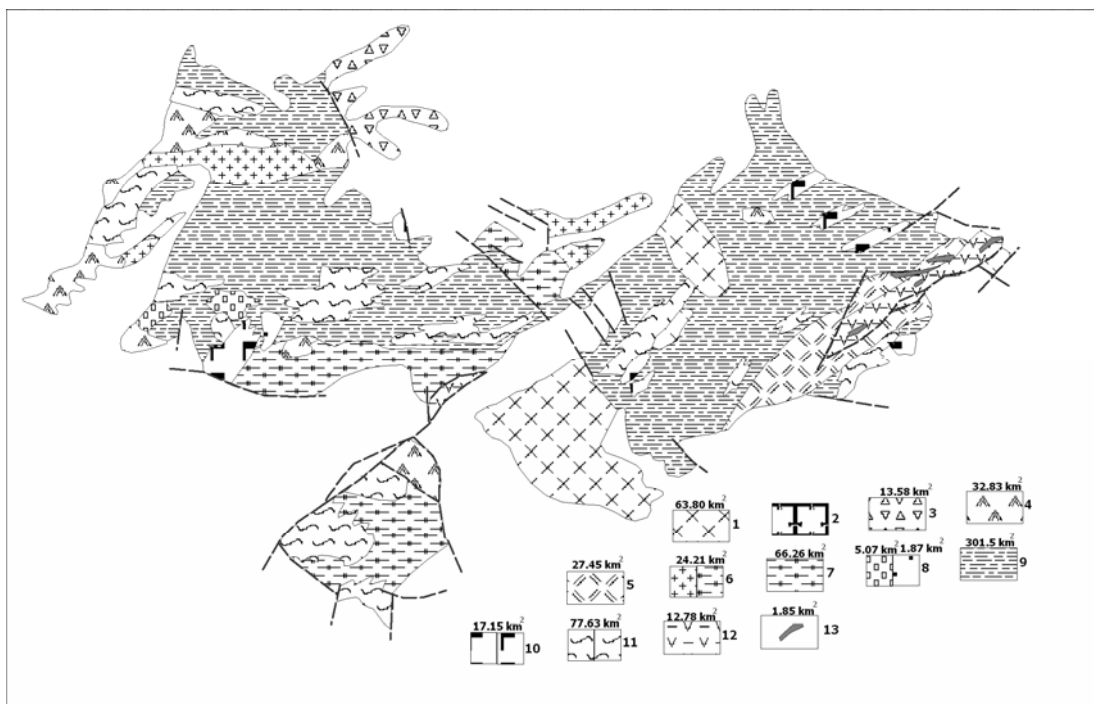


Рис.3.3.12. Геологическая схема Дзирульского кристаллического массива [По раб. ГамкрелидзеИ.П, Шенгелия Д.]

1 – гранитоиды (среднеюрские); 2 – калишпатовые габбро (раннеюрские); 3 – вулканы риолитового состава (верхнепалеозойского возраста); 4 – микроклиновые граниты (поздне-герцинские); 5 – рассланцованные граниты и милониты (поздне-герцинские); 6 – поздне-герцинские а – порфировые граниты. б – гранит-порфиры; 7 – микрокристаллизированные гранито-гнейсы и мигматиты (позднегерцинской гранитизации); 8 – плагиограниты, б – габбро-диориты (позднедокембрийские); 9 – кварцево-диоритовые ортогнейсы (байкальские); 10 – докембрийские метабазиты (габбро, габбро-диориты, габбро-амфиболиты); 11 – докембрийские гнейсово-мигматитовый комплекс а – кристаллические сланцы, амфиболиты, амфиболито-биотитовые сланцы, плагиогнейсы и плагиомигматиты, б – кордиеритовые плагиогнейсы и плагиомигматиты; 12-метавулканогенно-филлитовый комплекс (кембрийско-среднепалеозойский террейн)

Поскольку в составе массива доминируют докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы и плагиогнейсы, они могут определять физическое состояние (консолидацию) массива. В состав

гнейсово-мигматитового комплекса входят кристаллические сланцы высокой степени метаморфизма, плагиогнейсы, плагиомигматиты, а также метабазиты (последующей генерации). Большая часть этих пород испытала позднепалеозойскую гранитизацию и превратилась в гранит-гнейсы гранитомигматиты и микроклиновые граниты.

Схема представляет результат съемки магматогенно-метаморфических формаций (комплексов), выступающих на поверхности массива. Предполагается, что формации имеют аналогичное распределение на глубине, по крайней мере, до морского уровня.

Средневзвешенная плотность топографической массы Дзирульского массива определена по методу и формуле (3.2.1), аналогично, как для выступа древних образований Главного хребта. С учетом таблиц: 3.2.1 и 3.2.8. Таким образом, плотность магматогенно-метаморфических образований Дзирульского массива оказалась $\sigma_{\text{ср.}}=2,70\pm 0,05 \text{ г/см}^3$.

К сожалению, на Храмском и Локском массивах определение средних плотностей аналогичным образом не удалось из-за недостатков параметрических измерений комплекса пород, слагающих эти массивы.

Основные породы, слагающие Дзирульский массив.

Таблица 3.3.8.

Наименование пород	Возраст	Ср.плот	Макс.г/см ³	Ср.скор км/с	Макс.км/с
		Кол-во.	Мин.	Кол-во.	Мин.
Плагиограниты	Pz ₂	$\frac{2.62}{29}$	$\frac{2.63}{260}$	$\frac{4.60}{21}$	$\frac{5.00}{4.2}$
Грано-гнейсы	Pz ₂	$\frac{2.58}{3}$	$\frac{2.66}{2.50}$	$\frac{4.80}{2}$	$\frac{5.10}{4.60}$
Биотит-плагиогнейсы	Pz ₂	$\frac{2.60}{29}$	$\frac{2.68}{255}$	$\frac{5.40}{21}$	$\frac{5.90}{5.00}$
Мусковит-биотит сланцы	Pz ₂	$\frac{2.72}{5}$	$\frac{2.76}{270}$	$\frac{5.56}{5}$	$\frac{6.00}{5.10}$
Биотитовые крист. сланцы	Pz ₂	$\frac{2.61}{1}$	-	$\frac{4.8}{1}$	-
Двухсплодистые сланцы	Pz ₂	$\frac{2.69}{7}$	$\frac{2.75}{266}$	$\frac{5.76}{5}$	$\frac{5.90}{5.30}$
Серпантин	Pz ₂	$\frac{2.52}{3}$	$\frac{2.58}{250}$	$\frac{5.2}{5}$	$\frac{5.50}{4.60}$
Кристаллические сланцы	Pz ₁	$\frac{2.74}{9}$	$\frac{2.80}{2.70}$	$\frac{5.85}{8}$	$\frac{6.0}{5.7}$
Ортогнейсы	Pz ₁	$\frac{2.72}{10}$	$\frac{2.75}{2.68}$	$\frac{5.8}{10}$	$\frac{5.9}{5.7}$
Амфиболиты	Pz ₁	$\frac{2.76}{5}$	$\frac{2.78}{2.70}$	$\frac{5.9}{6}$	$\frac{6.0}{5.7}$
Диориты	Pz ₁	$\frac{2.70}{15}$	$\frac{2.73}{2.66}$	$\frac{5.55}{13}$	$\frac{5.7}{5.5}$
Габбро	Pz ₁	$\frac{2.80}{5}$	$\frac{2.90}{2.75}$	$\frac{6.0}{5}$	$\frac{6.3}{5.9}$

III-6. Умеренноплотностная Картлийско-Кახетинская подзона. По образцам, отобранных на поверхности, $\sigma=2.35-2.50 \text{ г/см}^3$. Западные скважины и восточные скважины крайние части одинаково равны, но по глубине различаются. В Шиндисской скважине на глубинах 0.7-2.0 км $\sigma=2.35-2.50 \text{ г/см}^3$, а на глубине 2.8-3.0 км $\sigma=2.40 \text{ г/см}^3$. В скважине Бицминда на глубине 0-2,0 км $\sigma=2.50 \text{ г/см}^3$. В Кахетинских скважинах глино-песчанистые отложения имеют различную плотность в скважине «Манави» на глубине 0-0.8 км $\sigma=2.0 \text{ г/см}^3$, 0.8-1.6 км $\sigma=2.35 \text{ г/см}^3$, а в скв. Байда-Чатма те же самые отложения от поверхности до глубины 2.5 км $\sigma=2.2 \text{ г/см}^3$. В скв. «Тарибани» на глубине 0-3.5 км песчано-глинистые отложения и конгломераты ширакской свиты характеризуются $\sigma=2.40 \text{ г/см}^3$, в скв. «Патара-Шираки» те же самые отложения до глубины 3.0 км характеризуются одинаковой плотностью $\sigma=2.40 \text{ г/см}^3$.

III-7. Умеренноплотностная Ванати-Гомборская подзона расположена между зонами среднеплотностной Местиа-Гианетской и слабоплотностной межгорного прогиба Куринской депрессии. Подзона сложена верхнемеловым карбонатным флишем и средне-верхнепалеогенными песчано-глинистыми отложениями складчатой структурой аллохтонного строения. Эта подзона является восточным продолжением подзон Гагра-Мухурской и Рача-Лечхумской, которые вместе

составляют межзональную шовную зону шириной 2-3 и 5-15 км различных структур и глубин заложения.

IV. Среднеплотностная ($\sigma=2.5-2.60\text{г/см}^3$) Аджара-Триалетская зона охватывает пределы тектонической зоны этого наименования, геологическое строение ее, доступное для изучения, хорошо известно. Плотность пород в целом по поверхностным пробам измерений изменяется в пределах, присвоенной ей градации $\sigma = 2.5-2.60\text{г/см}^3$. Отклонение от этих значений наблюдается в Гурийской и Ахалцихской депрессиях, где $\sigma = 2.21\text{ г/см}^3$, что обусловлено, в Гурийской депрессии терригенными отложениями олигоцена, миоцена и плиоцена, а в Ахалцихской, кроме названных, туфами и туфопесчаниками верхнего эоцена,

В скважине «Ликани» в интервале глубин 0,8-1,0 км вскрыты песчано-глинистые отложения («Боржомский флиш») палеоцен - нижнего эоцена с плотностью $\sigma = 2.40\text{ г/см}^3$. Эти отложения в районе Боржомских минеральных вод имеют 1.0-1.5 км мощность, залегают глубоко и простираются по площади далеко, под более молодыми образованиями, по крайней мере, до горийского меридиана. В таком случае здесь можно предполагать, что в геологическом разрезе имеет место плотностная инверсия.

IV-1. Умеренноплотностная ($\sigma=2.40-2.50\text{г/см}^3$) Карели-Телетская подзона (межзональная полоса) простирается между названными географическими пунктами, а в ширину изменяется от 1 до 10 км по простираению, и сложена отложениями верхнего эоцена и олигоцена.

Приведенное распределение плотностей по полосе зоны неадекватно, с повышенным гравитационным полем этой полосы, что позволяет предполагать гравитирующие массы зоны залегают, возможно, под самым умеренноплотностным осадочным слоем верхнего эоцена.

V. Умеренноплотностная Джавахетско-Болнисская зона охватывает Ахалкалакское нагорье, Самсарский и Джавахетский хребты, Храмский и Локский массивы, а также Марнеульскую равнину. По геологическому строению она делится на два подраздела: Джавахетский и Болнисский. По петроплотностным условиям их можно разделить только условно, поскольку по поверхностным данным $\sigma = 2.35-2.50\text{ г/см}^3$ адекватно относятся к одной зоне, но различаются литолого-петрографическим составом и предположительно глубинным плотностным строением, позволяющими разделить их по этим признакам на Джавахетскую и Болнисскую подзону в пределах их геологических границ.

V-1. Джавахетская петроплотностная подзона расположена от Ахалкалакского нагорья на запад, до Джавахетского хребта на восток, с севера от Аджара-Триалетской зоны отделена выходам вулканитов среднего эоцена, с юга такой границы нет - скрыта молодыми лавами (рис.3.2.11). Территория подзоны охватывает площадь развития плиоцен-четвертичных пирокластолитов, лавовых покровов андезит-дацитового и базальт-долеритового состава. Под ними, по сейсмотомографии, должны залегать верхний эоцен-олигоцен, средний эоцен, палеоцен-нижний эоцен и мел, по крайней мере, сверху до неокома.

По предварительным малочисленным данным, плотность здесь изменяется в пределах $\sigma = 2.35-2.50\text{г/см}^3$, по нашей градации плотностей относится к умеренноплотностной подзоне.

V-2. Болнисская петроплотностная подзона простирается от Кечутского (Джавахетского) хребта на западе до меридиана с.Арухло, далее к востоку до государственной границы и перекрывается современными отложениями. Территория сложена вулканогенными отложениями верхнего мела, рассеченными сингенетическими субинтрузивными телами альбит-порфиритового состава и дацитов позднего возраста. Подзона относится к умеренноплотностной стадии уплотнения $\sigma = 2.35-2.50\text{г/см}^3$.

Храмский массив на фоне умеренноплотностной Болнисской подзоны выступает, как «островное плато-нагорье», охватывает площадь в пределах выходов кристаллических пород, с востока ограничен разломом, проходящим восточнее с.Алексеевка по направлению к с.Ивановка. Массив приподнят северным взбросом, наклоненным на юг, и ограничен южным сбросом вертикального падения. Массив в северной части сложен верхнепалеозойскими гранитоидами, кварц-порфирами, туффитами и им подобными породами.

В юго-западной части на массиве выступают сильно метаморфизованные филлиты, гнейсы, гнейсовые диориты, диориты, габбро, плагиогранитоиды нижнего палеозоя, в соответствии строению распределены и плотностные параметры на юго-западе $\sigma = 2.65-2.75\text{г/см}^3$, а на северо-востоке $\sigma = 2.50-2.65\text{г/см}^3$.

3.4. Скорости упругих волн в разных средах земной коры

Скорость упругих волн - одна из основных физических свойств (констант), связанная с внутренним строением вещества (горных пород). Существуют различные типы, способы и источники возбуждения упругих волн. А, также различные методы, использующие упругие волны с целью исследований горных пород в лабораторных условиях на образцах и в естественном залегании. В данном параграфе сведены, по мере возможности все материалы, касающиеся данного вопроса.

Для определения скоростей на образцах горных пород использовались аппаратуры ИПА-39 и ДУК-20, характеризующиеся точностью 3-5% и 2-3%, от измеряемых величин. Скоростные параметры определялись в лабораториях «Грузнефтегеофизики» в течение 50-ти лет прошлого века на образцах, в основном, доставленных из глубоких поисково-разведочных скважин, и «Грузгеологии» на образцах, отобранных из естественных обнажений. В Институте геофизики скорости на образцах, отобранных из обнажений, определялись в ограниченном объеме.

Подход к методике полевых и лабораторных работ разными ведомствами, и разная целенаправленность исследований, обусловили недостаточное качество и количество измерений, а также отсутствие полноты измерений разнотипных V_p и V_s скоростей (последняя определялась не везде и не всегда). Тем не менее, фондовые материалы, по изучению физических свойств, содержат большую информацию о скоростных параметрах горных пород, слагающих территорию (за исключением Абхазско-Сванетского высокогорья) Грузии. Эти скоростные параметры совместно с данными сейсмокаротажа глубоких скважин, сейсмотомографий КМПВ и ГСЗ представляют необходимую базу для составления скоростной модели земной коры Грузии.

Результаты упомянутых петроскоростных исследований систематизированы по петрографической классификации и возрасту пород со статистической оценкой их параметров. Эти оценки даются в таблице № 3.4.1-5 и 3.4.8. Что касается других статистических оценок, выполнение их с необходимой точностью на основе фондовых материалов не представляется возможным, за исключением, приведенных здесь схематических графиков.

Вместе с тем, петроскоростная изученность территории, в среднем, позволяет составить карту скоростных (V_p) свойств горных пород. Принцип составления петроскоростной карты таков. На упрощенную геологическую основу наносятся все пункты опробования с результатами измерений, находящиеся в радиусе до 0,5 км и принадлежащие к одному и тому типу пород, определяется их среднее значение и присваивается на карте месту взятия проб в пределах той формации, откуда были взяты эти пробы.

Совокупность усредненных параметров петроскоростей по тектоническим зонам и подзонам анализируется, определяется по этим структурам, в целом, или по участкам среднее и размах его. К этому материалу приобщаются данные сейсмокаротажа тех же пород и того же возраста, залегающих на приповерхностных глубинах. Таким образом, полученная петроскоростная карта Грузии в общих чертах отражает блоково-зональное строение глубинных геологических образований. На этой же карте вынесены врезки глубоких скважин литолого-стратиграфических колонок с пластовыми скоростями, также нанесены обобщенные литолого-стратиграфические колонки с пластовыми скоростями. В целом, представленная петроскоростная карта является приближенной скоростной моделью осадочного слоя и магматогенно-метаморфических образований, выступающих на территории Грузии.

По этим данным, вместе с плотностной характеристикой и данными о распространении этих величин на глубину, оценивается уровень компактности глубинных тел по стадиям катагенетически-метаморфического изменения.

3.4.1 Определение скоростей в различных условиях среды.

Физические свойства горных пород, как явление, так и величины этого явления зависят, главным образом, от вещественного литолого-минералогического состава самих пород и, а также от их, изменяющих, различных геологических факторов. Последние, нередко отражаются на значениях физических параметров. Знание и степень влияния (особенно количественно) этих факторов при исследованиях земных недр немало важно. Однако, изучение их, требует большого, целенаправленного и прецизионного экспериментального материала. Наш материал в этом плане не лишен недостатка. Тем не менее, полученные некоторые корреляционные зависимости между различными параметрами и факторами не лишены смысла, и могут быть полезными при геологическом толковании геофизических результатов.

а). Прежде всего, надо отметить корреляционную связь между скоростью V_p (прохождения упругих волн звуковой частоты), плотностью σ и пористостью m , определенных по керну, доставленного из глубоких скважин Колхидской низменности. Графики приведенной зависимости, которые представлены на рисунках 3.4.1-а, б, в, отличаются сложностью и неопределенностью. Взаимокорреляционные параметры V_p , σ и V_p , m (пористость) не упорядочено, разбросаны в координатной системе V_p и σ ; V_p и m , что затрудняет проведения линии зависимости или определить формулу регрессии для того, что бы количественно были взаимно определяться один от другого. Несмотря на это, эти графики позволяют качественно оценить или определить тенденцию их взаимной корреляционной связи. Вместе с тем, по этим графикам устанавливается, что Колхидская низменность до определенных глубинных горизонтов осадочного слоя неоднородна и разделяется на части: северную - Мегрельско-Абхазскую, центральную - Рионско-Квирильскую и южную - Багдади-Гурийскую.

б). Ниже приводится аналогичный материал в виде таблицы: сопоставление скоростных параметров V_p и V_s , определенных по керну и звуковому каротажу с целью удостоверения в соответствии скоростных параметров, определенных на образцах и в естественном залегании (in situ). Как из таблицы видно, совпадение между различными измерениями идеальное - $V_p(ак)=4873м/с$, а $V_p(кр)=5000м/с$; $V_s(ак)=2685м/с$, а $V_s(кр)=2529м/с$. Перепроверить их данными сейсмокаротажа не удалось из-за отсутствия такового. Из других скважин, с той же площади, скоростной параметр пород среднего эоцена равен 4000 м/с. Он далеко не сопоставим свыше приведенными цифрами. Объяснение этому может быть различное и все будет правильно, поскольку проверить не чем. Однако по результатам данного эксперимента-прохождения упругих волн одинаковой частоты в горных породах в лабораторных и в скважинных условиях (in situ) происходит с близко одинаковой скоростью.

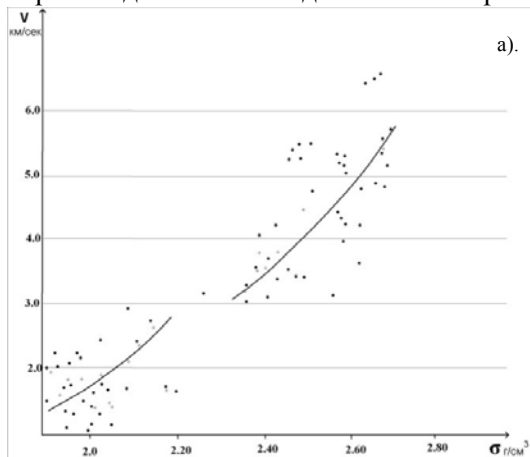


Рис. Зависимость между скоростью и плотностью по скв. Мендов и 2. /по Э.Грузману и М.Гринбергу/

• единичных значений
- осредненных значений

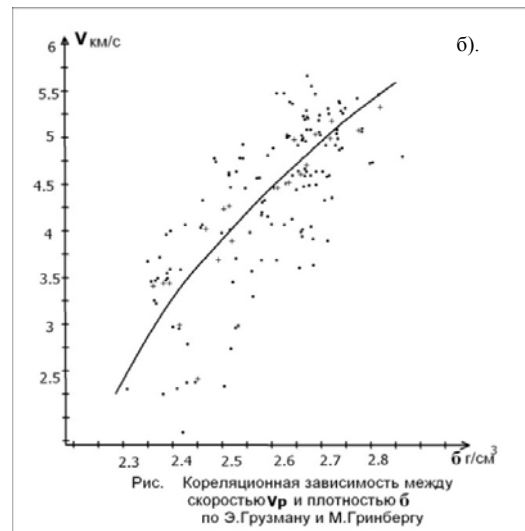


Рис. Корреляционная зависимость между скоростью V_p и плотностью σ по Э.Грузману и М.Гринбергу

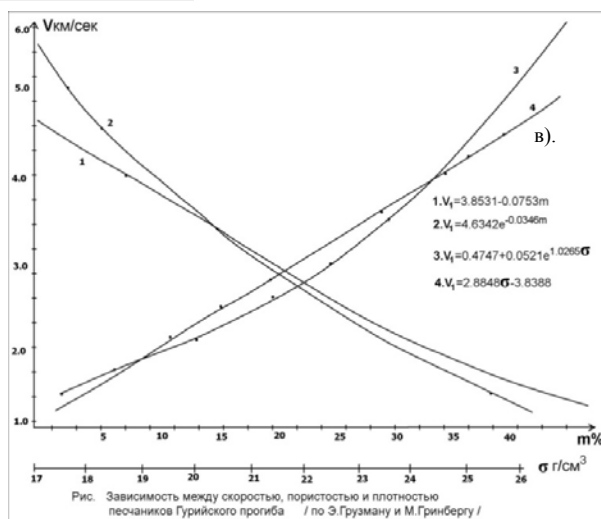


Рис. Зависимость между скоростью, пористостью и плотностью песчаников Гурийского прогиба / по Э.Грузману и М.Гринбергу /

Рис.3.4.1.

3.4.2. О статистической обработке петроскоростных параметров

Это говорит о том, что оперировать скоростными значениями, определенными на образцах из обнажений допустимо до глубины несколько километров, т. е, глубины, на которой геостатическое давление существенно не меняет (в пределах ошибок измерений) плотностных и скоростных значений. Такой глубиной по работам [Гринберг, Волорович] должна быть отметка 3.0-3.5 км.

Сопоставление скоростных параметров, измеренных в скважине акустическим каротажем и на керне. Скважина Телети 32. Вулканогены среднего эоцена.

Таблица 3.4.1.

NN	Глуб. в скв. (м)	Скор. Vp/n км/с	Скор. Vp/n км/с	Скор. Vs/n км/с	Скор. Vs/n км/с	Vp/n км/с сейсм.кар
		Акуст. карот	По керну	Акуст. карот.	По керну	
1	660-670	<u>4.700</u> 1	<u>4.834</u> 14			
2	670-680	<u>4.520</u> 3	<u>4.481</u> 14			
3	684-692	<u>4.424</u> 2	<u>4.798</u> 16			
4	692-699	<u>4.050</u> 1	<u>4.145</u> 6			
5	696-700	<u>4.750</u> 1	<u>4.470</u> 6	<u>2.500</u> 1	2.340	
6	704-707	<u>4.350</u> 1	<u>5.001</u> 15	<u>2.400</u> 1	2.598	
7	700-704	<u>4.800</u> 1	<u>4.470</u> 6	<u>2.700</u> 1	2.317	
8	707-710	<u>4.700</u> 1	<u>4.758</u> 10	<u>2.600</u> 1	<u>2.435</u> 10	
9	711-727	<u>4.650</u> 1	<u>4.449</u> 20	<u>2.500</u> 1	<u>2.357</u> 20	
10	723-727	<u>4.700</u> 1	<u>4.877</u> 8	<u>2.550</u> 1	<u>2.512</u> 8	
11	727-729	<u>4.400</u> 1	<u>4.916</u> 6	<u>2.400</u> 1	<u>2.546</u> 6	
12	730-735	<u>4.600</u> 1	<u>4.757</u> 8	<u>2.400</u> 1	<u>2.311</u> 8	
13	735-753	<u>4.435</u> 3	<u>4.182</u> 17	<u>2.300</u> 1	<u>2.155</u> 17	
14	753-758	<u>4.200</u> 1	<u>4.452</u> 4			
15	758-766	<u>4.450</u> 1	<u>4.457</u> 11	<u>2.350</u> 1	<u>2.348</u> 11	
16	766-784	<u>4.820</u> 1	<u>3.552</u> 2	<u>2.750</u> 1	<u>2.025</u> 2	
17	784-790	<u>4.522</u> 4	<u>4.565</u> 17	<u>2.455</u> 3	<u>2.401</u> 17	
18	790-792	<u>4.150</u> 1	<u>4.955</u> 2			
19	792-799	<u>4.700</u> 1	<u>4.666</u> 2			
20	803-810	<u>4.550</u> 1	<u>5.228</u> 4	<u>2.400</u> 1	<u>2.558</u> 4	
21	810-818	<u>4.450</u> 1	<u>5.009</u> 14	<u>2.400</u> 1	<u>2.625</u> 14	
22	818-832	<u>4.750</u> 1	<u>4.924</u> 10	<u>2.700</u> 1	<u>2.489</u> 10	
23	830-849	<u>4.577</u> 3	<u>4.971</u> 34	<u>2.556</u> 3	<u>2.470</u> 33	
24	848-856	<u>4.808</u> 2	<u>4.851</u> 20	<u>2.600</u> 2	<u>2.591</u> 20	
25	857-868	<u>4.568</u> 2	<u>4.951</u> 20	<u>2.606</u> 2	<u>2.531</u> 20	

NN	Глуб. в скв. (м)	Скор. Vp/п км/с	Скор. Vp/п км/с	Скор. Vs/п км/с	Скор. Vs/п км/с	Vp/п км/с сейсм.кар
		Акуст. карот	По керну	Акуст. карот.	По керну	
26	872-889	<u>4.882</u> 4	<u>5.263</u> 37	<u>2.811</u> 4	<u>2.624</u> 37	
27	886-891	<u>5.254</u> 1	<u>5.234</u> 14	<u>2.870</u> 1	<u>2.720</u> 4	
28	891-896	<u>4.696</u> 1	<u>5.318</u> 4	<u>2.649</u> 1	<u>2.720</u> 4	
29	895-901	<u>5.344</u> 1	<u>5.308</u> 12	<u>2.952</u> 1	<u>2.569</u> 12	
30	903-907	<u>5.081</u> 1	<u>4.590</u> 2	<u>2.952</u> 1	<u>1.975</u> 1	
31	907-918	<u>5.450</u> 1	<u>5.165</u> 10	<u>3.100</u> 1	<u>2.584</u> 10	
32	915-925	<u>5.150</u> 1	<u>5.195</u> 14	<u>2.800</u> 1	<u>2.584</u> 14	
33	921-930	<u>5.550</u> 1	<u>5.265</u> 21	<u>2.900</u> 1	<u>2.596</u> 21	
34	929-933	<u>4.900</u> 1	<u>5.390</u> 6	<u>2.500</u> 1	<u>2.471</u> 6	
35	936-945	<u>5.450</u> 1	<u>5.502</u> 10	<u>2.400</u> 1	<u>2.650</u> 10	
36	943-948	<u>4.900</u> 1	<u>5.234</u> 9	<u>2.550</u> 1	<u>2.582</u> 9	
37	947-955	<u>5.450</u> 1	<u>5.419</u> 12	<u>2.900</u> 1	<u>2.632</u> 12	
38	952-959	<u>4.800</u> 1	<u>5.231</u> 13	<u>2.600</u> 1	<u>2.553</u> 13	
39	964-963	<u>5.200</u> 1	<u>5.077</u> 2	<u>2.900</u> 1	<u>4.494</u> 2	
40	963-968	<u>5.450</u> 1	<u>5.768</u> 7	<u>2.700</u> 1	<u>2.668</u> 7	
41	968-971	<u>5.300</u> 1	<u>5.123</u> 2	<u>2.600</u> 1	<u>2.705</u> 2	
42	971-973	<u>5.100</u> 1	<u>5.139</u> 2	<u>2.750</u> 1	<u>2.727</u> 2	
43	973-989	<u>4.950</u> 1	<u>5.087</u> 16	<u>2.550</u> 1	<u>2.593</u> 10	
44	985-991	<u>5.362</u> 1	<u>5.090</u> 10	<u>2.720</u> 4	<u>2.447</u> 10	
45	1004-1013	<u>5.636</u> 1	<u>5.402</u> 6	<u>3.000</u> 1	<u>2.480</u> 6	
46	1015-1026	<u>5.527</u> 3	<u>4.468</u> 11	<u>2.917</u> 3	<u>2.279</u> 11	
47	1026-1035	<u>5.850</u> 2	<u>5.343</u> 10	<u>3.200</u> 1	<u>2.632</u> 10	
48	1035-1043	<u>5.600</u> 1	<u>5.337</u> 6	<u>2.850</u> 1	<u>2.734</u> 6	
49	1043-1050	<u>5.350</u> 1	<u>5.117</u> 8	<u>2.864</u> 2	<u>2.599</u> 8	
50	1050-1071	<u>5.556</u> 1	<u>4.956</u> 24	<u>2.868</u> 5	<u>2.596</u> 24	
51	1071-1078	<u>6.000</u> 1	<u>5.074</u> 4	<u>3.000</u> 1	<u>2.706</u> 4	

NN	Глуб. в скв. (м)	Скор. Vp/п км/с	Скор. Vp/п км/с	Скор. Vs/п км/с	Скор. Vs/п км/с	Vp/п км/с сейсм.кар
		Акуст. карот	По керну	Акуст. карот.	По керну	
52	1078-1082	<u>5.850</u> 1	<u>5.478</u> 8	<u>2.900</u> 1	<u>2.798</u> 8	
53	1086-1111	<u>5.850</u> 1	<u>5.387</u> 16	<u>2.970</u> 4	<u>2.696</u> 16	
54	1128-1134	5.500 1	5.115 8	2.850 1	2.645 8	
55	660-1134	<u>4.873</u> 54	<u>5.002</u> 574	<u>2.685</u> 54	<u>2.529</u> 515	

3.4.3. Петроскоростная характеристика территории

Петроскоростная карта Грузии (прил.3.3.), как и петроплотностная – отражает литолого-вещественный состав, физическое состояние (упаковки, дислоцированности) и возрастное соотношение осадочных пород, выступающих на поверхности. Эти факторы являются вторичными, далекими, но дополнительными признаками формирования, истории развития и современного состояния геолого-тектонической среды. Следовательно, петрофизические карты, расчлененные по систематике величин их параметров, достаточно детально размещаются в контурах карт тектонического районирования. Таким образом, устанавливаются качественная корреляционная связь петрофизических карт с геотектонической, что позволяет принять в основу канвы контуры последней для петрофизических карт.

I. По этой мотивации тектоническая зона Главного хребта, сложенная древними магматогенно-метаморфическими породами выделена как петроскоростная зона максимальной скоростной (5,8-6,2 км/с) характеристикой, хотя мало данных фактического опробования.

На Южном склоне этого хребта отмеченная тенденция остается в силе, но ситуация в отношении петроскоростных измерений существенно ближе к нормальной, что позволило обосновано выделить следующие петроскоростные зоны:

II-1. Казбегско-Лагодехская, характеризуется достаточной упаковкой и уплотненностью глинистых сланцев, дошедших до аспидного метаморфизма, со средней скоростью равной 4,8 км/с, и размахом 3,9-5,9 км/с.

II-2. Местиа-Тианетская, сложенная глинисто-сланцевым и карбонатным флишем, довольно уплотненными породами, но с меньшей скоростной характеристикой, чем в предыдущей зоне; со средней скоростью 4,6 км/с, и размахом 3,8-5,6 км/с. В практике полевой сейсмоки эти параметры трудно различимы.

II-3. Гагрско-Джавская, наиболее гетерогенная по литолого-петрографическому составу по сравнению с предыдущими зонами. Соответственно, она также неоднородна по скоростям, слагающим ее пород. Опробование на скоростную параметризацию проведено на небольшой площади зоны. Получены усредненные значения скоростей - 4,27 км/с размахом 3,0-5,5 км/с. Петроскоростные параметры пород позволяют ее выделение как самостоятельной петроскоростной зоны.

III. Третьей крупной тектонической единицей является Рионско-Куринская депрессия. Она полигенная, полиморфная в геоморфологическом, структурном и возрастном отношениях, а также в отношении глубинного строения. Такому гетерогенному образованию соответствует аналогичный характер петрофизического состояния с довольно детальным петрофизическим делением. Каждая область своеобразна по форме, но лишена зональности. Участки принимаются в качестве подзон.

III-1. Колхидская низменность - треугольной формы. Одним ребром она упирается в Черное море, противоположной же вершиной подпирает Дзирульский массив. Она заполнена молодыми породами и современными образованиями, следовательно, должна характеризоваться минимальными условиями, способствующими созданию интенсивных сейсмических волн. Каротаж скважин и определения скоростей на образцах подтверждают представленную обстановку для больших глубин, что на карте отмечено соответствующим знаком (прил.3.1.). На этой площади V_p по глубине и по площади изменяется в пределах 1,8-3,1 км/с и 2,1-3,9 км/с.

III-2. Рача-Окрибская подзона расположена в пределах среднего течения р. Риони со среднегорным пересеченным рельефом. Она сложена средне-верхне юрскими и верхний мел-кайнозойскими отложениями. Но последние, в основном, представлены вулканогенными образованиями байоса, глино-песчаниками и рифовыми известняками верхней юры, хемогенными известняками верхнего мела и терригенными отложениями палеогена. Им, широкой гамме пород и возрастного диапазона соответствует широкий диапазон V_p скоростей со средней скоростью равной 3,76 км/с, и размахом 2,3-4,3 км/с или 2,9 км/с и 2,1-5,2 км/с соответственно, в пределах низкого и среднего диапазона шкалы (таб.3.4.1.).

III-3. Гурта-Кваисинская подзона является продолжением на северо-восток предыдущей подзоны и обходит в том же направлении Дзирульский массив. Подзона сложена вулканогенами порфиритовой серии байоса, где немало секущих субинтрузивных тел. Она почти стерильна по отношению к породам других видов и возрастов. В целом, подзона характеризуется среднего

уровня скоростью с разделами по шкале приведенной ниже (таб. 3.5.2., гл. 3.5) в натуральных числах $V_{p_{cp}} = 3,97$ км/с; $V_{p_{размах}} = 3,1-4,9$ км/с,

III-4. Дзирульский кристаллический массив в целом – приподнятое глубинное древнее образование. Собственно массив, с древними образованиями, обнажен на двух площадях не на полную глубину, что не позволяет выполнить полноценное петрофизическое апробирование. Как следствие, петрофизическая картина массива представлена недостаточно убедительно. Тем не менее, на фоне осадочного покрова, облегающего его на периферии, древние породы – кристаллические сланцы, ортогнейсы, филлиты, плагиограниты на поверхности зафиксированы со скоростью 5.5 - 5.7 км/с, первой ступенью метаморфизма по шкале таблицы 3.5.2. По средневзвешенному геометрическому определению и с учетом глубинных факторов скорость $V_{p_{cp}} = 5.7-5.9$ км/с. Это та скорость, которой должны характеризоваться топографические массы массива.

III-5. Сачхере-Чиатурская площадь (подзона) молассовой депрессии в основании пород массива, в общем объеме понижает скоростную картину. По поверхностным слоям верхне-эоцено-олигоцена она относится к низкоскоростной $V_{p_{cp}} = 2,5$ км/с с размахом 2,0-3,6 км/с.

III-6. Главной морфоструктурной, восточнее Дзирульского массива, является Куринская депрессия. В пределах Грузии она представлена Картлийской и Кахетинской морфологическими структурами, близповерхностные глубины (до 2,0 км) которых заполнены молассами неогена. Однако по гранулометрическому составу неогеновых образований они разделяются на две геоморфологические структуры, не сильно, но различающиеся друг от друга и разумно их разделить на Картлийские и Кахетинские подзоны со средними скоростными признаками соответственно 2,5/2,3-3,5 км/с и 2,3/2,2-3,3 км/с.

Рионско-Куринская депрессия отделена от южного склона Большого Кавказа узкой, полосой, весьма неоднозначно меняющейся в ширину и по простирацию. Местами она достигает десятка километров, где-то сужается до полного выклинивания. Она сложена породами различного возраста и литологического состава, от байосских до акчагильских. В структурном плане наблюдаются формы моноклинальные, флексурные, синклинальные, антиклинальные структуры и не подвергшиеся дислокации слои. По всему простирацию пояс сопровождают то одиночные, то групповые разломы, местами же можно наблюдать скрытую трещиноватость. В целом, пояс в геологии называется Закавказской шовной зоной и делится на Гагрско-Мухранскую флексурную, Рача-Лечхумскую синклинальную форму и Ванати-Гомборскую антиклинальную с синклинально-переменчивой структурой. Переменчива также по всему поясу скоростная нагрузка с неупорядоченной закономерностью см. рис...

IV. Аджара-Триалетская зона - одна из главных составляющих орографической системы Малого Кавказа расположена от Черного моря до Иорских пойма с.Сартичала. Она является южным бортом и петрофизической границей Рионско-Куринской депрессии. В этой зоне петрофизические параметры повышены, в частности, петроскоростные показатели по отношению к депрессии повышены до двух десятков процентов, что мы объясняем феррическим минералогическим составом и уплотнением пород вследствие повышенной активности термодинамических и тектонических процессов. В западной части скорости пород равны 3,3/2,6-4,7 км/с и 3,17/3,0-3,9 км/с, в восточной 3,3/2,7-4,8; 3,1/2,6-4,5 км/с.

От Дзирульского массива к западу на границе между Рионско-Куринской депрессией и Аджара-Триалетской зоной тектонический петроскоростной переход также резкий. К востоку от Гори до самих Иорских долин выделяется Гори-Телетская полоса пониженных скоростей, которая облегает зону с севера и востока. Она является не только границей между ними, но и системой разрывных нарушений.

V. Южно-Грузинская петроскоростная зона - состоит из двух различных по геологическому строению Джавахетской и Болнисской подзон. Первая покрыта лавовыми образованиями, вероятно, до двух километров мощности, вторая сложена вулканогенами и субинтрузивами верхнего мела. На небольшой части Болнисской подзоны развиты туфогенно-брекчиево-конгломератовые образования верхнего эоцена, где «оазисом» выступают Храмский и Локский массивы. Подзоны характеризуются умеренного диапазона скоростями, а отмеченные здесь массивы скоростью повышенной градации по шкале таблицы 3.5.2.

3.4.4 Скоростная модель осадочного слоя и частично его основания по данным сейсмокаротажа и петроскоростей

С учетом вышесказанного, большой интерес представляет распределение скоростей (пластовых) с глубиной, полученных при обработке данных сейсмокаротажа глубоких нефтяных скважин.

Материалы их первичной обработки переинтерпретированы с целью установления ряда закономерностей распределения средних и пластовых скоростей в осадочном чехле и фундаменте складчатого основания.

Вместе с тем, прокаротированные скважины оказались сгруппировано, распределены, в основном, в Рионско-Куринской депрессии и, дополняя, друг друга воссоздают скоростной разрез до подошвы осадочного чехла. Кроме того, данные отдельных скважин каротажа не являются характерными для площади с радиусом, превышающим радиус информативности скважин. Кроме того, оказалось, что группой скважин в ряде случаев, пересечены различные стратиграфические горизонты, что позволило составить графики обобщенных пластовых скоростей в зависимости литологии, глубины залегания и возраста пород по максимальной мощности осадочного комплекса. Составление обобщенных кривых V_p пластовых скоростей по глубине происходит таким образом: ступенеобразные кривые, составленные по сейсмокаротажу по отдельным скважинам, складываются, коррелируются по глубинам и литолого-стратиграфическому уровню. В интервалах перекрытия кривых определяется их среднее значение. Там где нет таких перекрытий, берутся одиночные значения.

На рисунках 3.4.2.-даны обобщенные кривые распределения пластовых скоростей по глубине Колхидской низменности. Эти графики относятся к ее прибрежной части. Каждый график имеет ступенчатую, но своеобразную структуру. Пластовые скорости увеличиваются с глубиной и возрастом слабо дискретно и тонкослоисто. Уменьшение наблюдается редко и происходит аналогично нарастанию, но с обратным знаком, за исключением одного случая. Различный характер кривых пластовых скоростей - признак наличия различных сейсмогеологических условий в отношении возникновения полезных сигналов. В этом плане, по графикам кривых пластовых V_p видно, что тонкослоисто дискретная геологическая среда благоприятная для возникновения отраженных волн. Этого нельзя сказать в отношении преломленных полезных волн. По графику Тамыш-Очамчире резкая скоростная граница $\Delta V_p = 2,5$ км/с выделяется на глубине 2,5-3,0 км. На уровне палеоцен-верхнего мела, мощность этого горизонта определяется в пределах одного километра, прослеживаемость же по простиранию не известна.

В «Цаишских» скважинах (рис.3.4.2.) высокоскоростной горизонт $V_p=5,1$ км/с с $\Delta V_p = 2,0$ км/с выделяется на глубине 2 км на границе между аптом и альбом. По стратиграфическому уровню этот горизонт ниже «Тамыш–Очамчирского» и отождествление их неправомерно. В «Цаишских» скважинах после 2 км глубины на уровне верхней юры пластовая скорость резко (на 1 км) уменьшается до 4,4 км/с. Этот горизонт сохраняет слегка изменчивую скорость на протяжении полутора километровой мощности и затем значения скорости повышаются до первоначального уровня. Эта сланцево-карбонатная толща верхней юры не активна и не продуктивна с точки зрения воспроизводства полезных сейсмических сигналов.

Скважины «Чаладиди», «Квалони», «Супса 57» и «Леса 1,7,9» начинаются современными образованиями, забуриваются в N_2 и N_1 и немного E_1 - E_2 горизонтах, затем по разрезу прослеживаются мезозойские образования, вплоть до лейаса. На рис. 3.4.2. кривые пластовых скоростей выдерживают установленную закономерность: тонкослоистое и мелко дискретное увеличение скоростей с глубиной. Эта закономерность в «Чаладиди-Квалонских» скважинах нарушается на глубине 1,5 км. В разделе понтских отложений скорость с 2,6 – 2,7 км/с уменьшается до 2,0 км/с, затем на рубеже с меотисом резко увеличивается до 3,0 км/с, затем мелко-ступенчатым увеличением на границе верхнемеловых пород достигает 5,0 км/с. Эту скорость породы сохраняют до кристаллического основания. Здесь, очевидно, слабо преломляющим является горизонт меотического возраста, преломляющими умеренной интенсивности – известняки верхнего мела и опорным преломляющим горизонтом является фундамент типа пород Дзирульского массива.

В разрезе скважин «Супса-Леса» такой скоростной градации не наблюдается и промежуточных преломляющих горизонтов в осадочном слое быть не должно.

Графики скважин «Чохатаури-Чончкати-Чолоки» имеют особую форму по всей глубине наблюдений. В разрезе выделяются 3 мощных горизонта толщиной в 3, 2 и 1,2 км и пластовой скоростью V_p – 3,1-4,0 км/с, 5,0 км/с и 5,6 км/с соответственно. Их разделяют горизонты

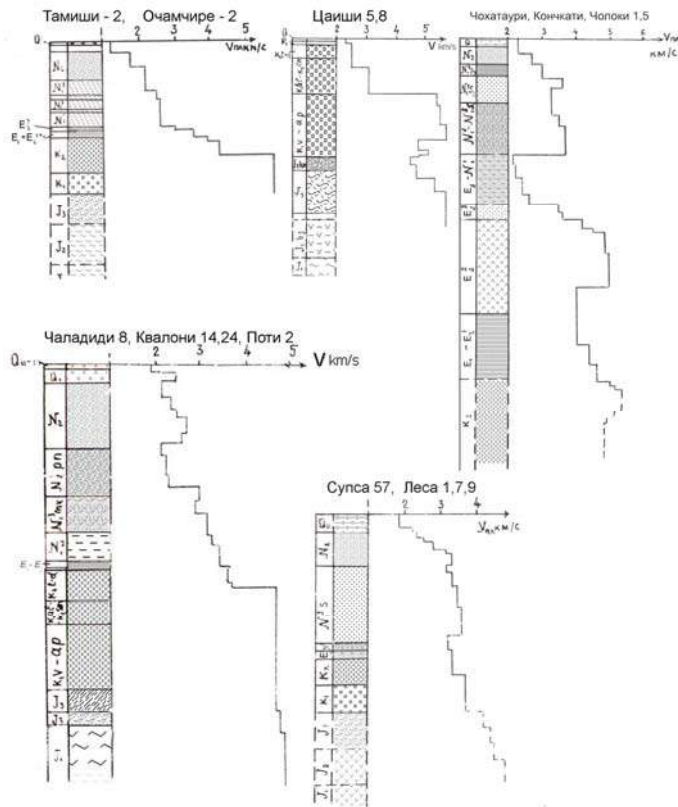


Рис.3.4.2. Графики обобщенных пластовых скоростей адекватной мощности и скоростью 2,1 км/с и 4,0 км/с. Последний горизонт резко опускается до минимума, а высокоскоростной достигает своего максимума тонкослоисто и постепенным повышением градиента (рис.3.3.2-3). Насколько они благоприятны для возникновения высокоскоростных преломленных волн, трудно сказать. На практике в области указанных

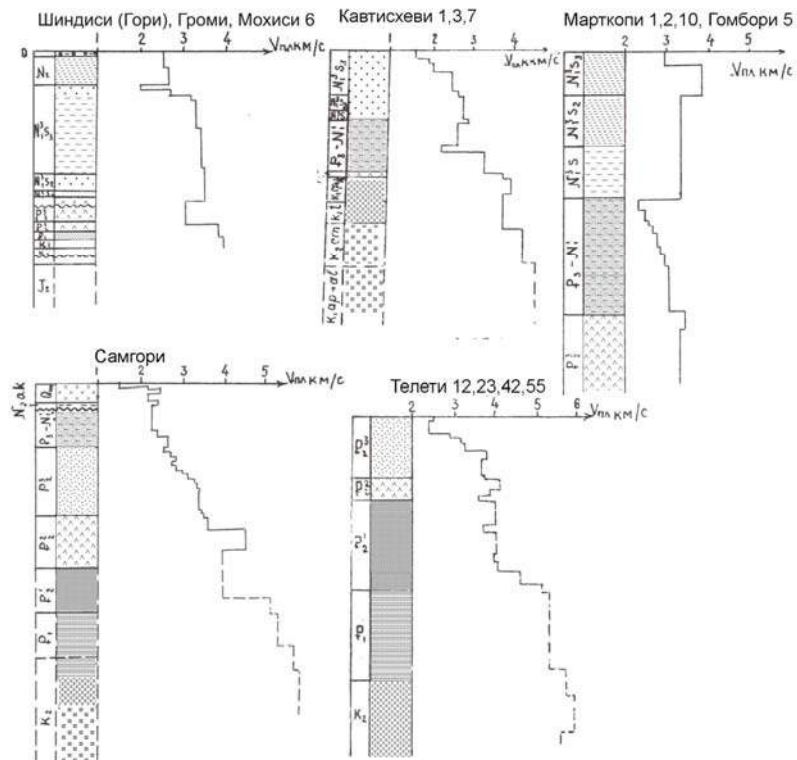


Рис.3.4.3 Графики обобщенных пластовых скоростей по сейсмокаротажу. Вертикальный масштаб 1: 100000

скважин преломленных волн не получено. Отраженные волны наблюдаются в богатом разнообразии, но без определенной стратиграфической и маркирующей принадлежности.

Картлийская депрессия бедна глубокими скважинами. Но еще беднее сейсмическим каротажем. Тем не менее, представленные графики (рис.3.4.3), составленные по данным сейсмокаротажа могут охарактеризовать сейсмогеологические условия. Скважины «Шиндиси, Громи-Мохиси» находятся в центральной части депрессии. В этих скважинах верхний неоген конгломератовой серии с прослойками песчаника характеризуется скоростью V_p 2,5 км/с. Ниже одного километра V_p увеличивается мелкодисcretно по горизонтали 0,2 – 0,3 км/с и крупнослоисто по вертикали 0,6 – 0,7 км. Согласно этим скважинам, первый преломляющий горизонт может находиться на глубине 1,2 км. В верхней части верхнего сармата V_p преломляющего горизонта – 2,2-3,4 км/с. Второй преломляющий горизонт намечается на глубине 2,5 -3,5 км. Третьим преломляющим, вероятно, будет фундамент, который на кривых не выделен.

Скважины «Кавтисхеви 1, 2, 5» находятся на южном борту депрессии в несколько иных геологических условиях, чем предыдущие – в Гори-Телетской переходящей полосе, сложенной майкоп-сарматскими отложениями, которые прослеживаются с отложениями верхнего мела Аджара-Триалетской зоны. Здесь также наблюдается изменение пластовых скоростей и одновременно мощностей однородных пород по скоростным параметрам. Изменение происходит с глубиной мелко дискретно и ступенчато рис.3.3.5-2. Своего рода градиентная среда постепенно

наращивает скорость и с глубиной настанет момент, когда $\arcsin i > \frac{\sum h_i V_i}{\sum h_i V_n} > 90^\circ$ (V_n – пластовая

скорость), т.е. происходит полное внутреннее отражение-преломление, фиксируемое на поверхности. Такие преломляющие горизонты могут быть в Картлийской депрессии на уровне верхнего сармата, нижнего майкопа, верхнего мела-нижнего эоцена и, конечно, осадочного фундамента. Из трех первых горизонтов прослеживаемость преломленных волн на расстоянии стабильной динамикой не высока. Что касается условий получения отраженных волн, они достаточно благоприятны и на материалах МОВ и ОГТ наблюдается обильное количество полезных волн до средней глубины осадочного сдоя.

Куринская депрессия на территории Грузии заканчивается Притбилисской, Шида и Гаре Кахетинской морфоструктурами. Находясь, на стыке друг к другу, они в геологическом прошлом относились, по всей вероятности, к различным тектоно-седиментным системам. Как следствие, каждая из них представляет собой своеобразную геоструктуру с геолого-геофизическими особенностями, проявившимися в различных признаках, в том числе сейсмогеологических условиях. Для такой характеристики Притбилисской площади Самгорско-Телетского нефтяного района уместно привести здесь скважины с обобщенными кривыми пластовых скоростей: «Самгори-4» и «Телети 12, 23, 42, 55» (рис.3.4.4.) Разрез первой скважины начинается молассовыми отложениями олигоцен-неогена 1,5 км мощности и скоростью 2.1 км/с.

Ниже этого горизонта, в нисходящем стратиграфическом разрезе, обозначены все стратиграфические горизонты до верхнего мела, общей мощностью до 7 км. Пластовая скорость ниже молассового горизонта и до среднего эоцена увеличивается мелкодисcretно и тонкослоисто. Здесь пластовая скорость резким приращением достигает 4,3 км/с, затем скорость уменьшается до 3.8 км/с, а мощность высокоскоростного пропласта среднего эоцена составляет 0.5-0.6 км, мощность подстилающего его пониженного скоростного горизонта равна 1,5 км. Здесь, на нижнем горизонте, скорость подскакивает до 5.2 км/с, затем до подошвы осадочного слоя мелкодисcretно увеличивается до 5.5-5.7 км/с.

Телетские скважины начинаются верхним эоценом со скоростью 2.5 км/с, которая с глубиной растет мелкодисcretно, но быстро и на уровне среднего эоцена достигает 4 км/с. В пределах палеоцена мощности 2 км пластовая скорость достигает 5.1 км/с и, с небольшим повышением, остается, по-видимому, постоянной до фундамента.

Руставская площадь, где пробурено несколько скважин, начинается мощной майкопской свитой, скорость которой естественно низка – 2,3 км/с, затем она повышается к подошве, а на глубине 3,5 км, примерно в середине верхнего эоцена пластовая скорость колеблется от 4 до 4,5 км/с. Такой скоростью завершается разрез палеогеновых отложений. Ниже этих образований, на глубине примерно на 4,5 км известняки верхнего мела со скоростью 5,0-5,3 км/с завершают осадочный комплекс Аджара-Триалетской зоны.

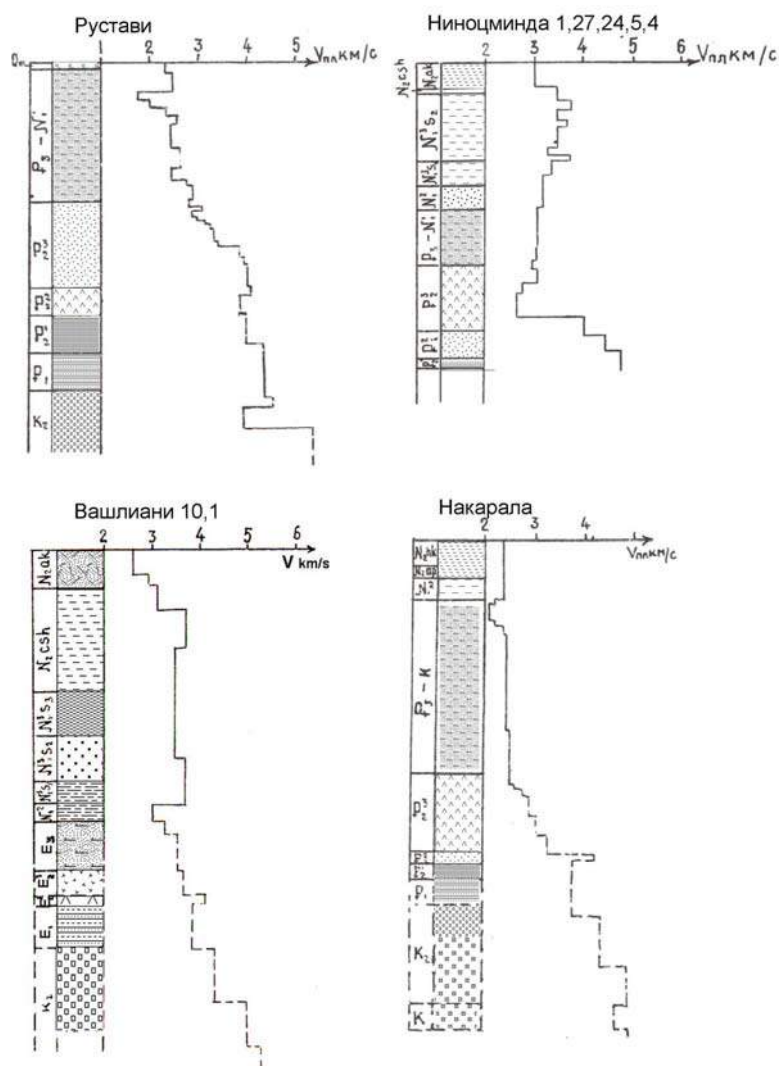


Рис. 3.4.5. Графики обобщенных пластовых скоростей по сейсмокаротажу.
Вертикальный масштаб 1: 100000

В двух десятках километров севернее от Руставской площади скважины Ниноцминда вскрывают самые молодые осадочные породы различного формационного состава. Глинисто-песчанниковые образования с пропластами конгломератов агчагила мощностью 0,5-0,7 км и скоростью 3,0 км/с, внизу которых залегают полный комплекс неогена, затем майкоп и верхний эоцен почти до подошвы. В целом представляют инверсенную скоростную систему, образованию от 3,3 км/с до 2,2 км/с (рис.3.4.5). Не достигая подошвы верхнего эоцена, происходит скачок скорости до 4 км/с, что соответствует реальной скорости слабо катагенизированного чехла.

Между Рустави и Ниноцмида находится группа скважин Вашлиани и Накарала, первыми вскрывших полный стратиграфический разрез неогена до глубины 5 км. Южные скважины вскрывают глубокие горизонты, которые экстраполяцией наращивают геологическую колонку и пластовые скорости до подошвы верхнего мела до 8-9 км глубины. В интервале неогена пластовая скорость колеблется в пределах 2,5-3,8 км/с. Ниже молласовых образований скорость растет мелко ступенчато до определенной глубины. На границе между горизонтами палеоэоцена и верхнего мела, примерно на глубине 6-7 км, отмечается повышение пластовых скоростей до 4,2 км/с с производительной мощностью преломленных волн (0,8-1,2 км). Километром ниже этого горизонта выделен аналогичный горизонт со скоростью 4,6-48 км/с. Таким образом, сильных сейсмопреломляющих границ здесь трудно ожидать, слабые могут быть в верхнеширакской, среднесарматской свите, нижнем палеоэоцене и верхнем мелу.

Совершенно другие сейсмогеологические условия имеются на площади Накарала. Здесь оригинальное распределение пластовых скоростей на глубине и, вероятно, по площади. По накаральским скважинам до 4 км глубины в майкопских отложениях пластовая скорость постоянна и равна 2,3 км/с. В следующем за ним горизонте верхнего эоцена, пластовая скорость

увеличивается мелкодисcretно и тонкослоисто до границы со средним эоценом, в котором она равна 4,2 км/с. По мощности, этот горизонт ограничен двумястами метрами, ниже, пластовая скорость уменьшается на протяжении нескольких сотен метров, после чего с глубиной происходит ступенчатое увеличение как скорости, так и мощности сейсмогоризонтов в мезозойских слоях.

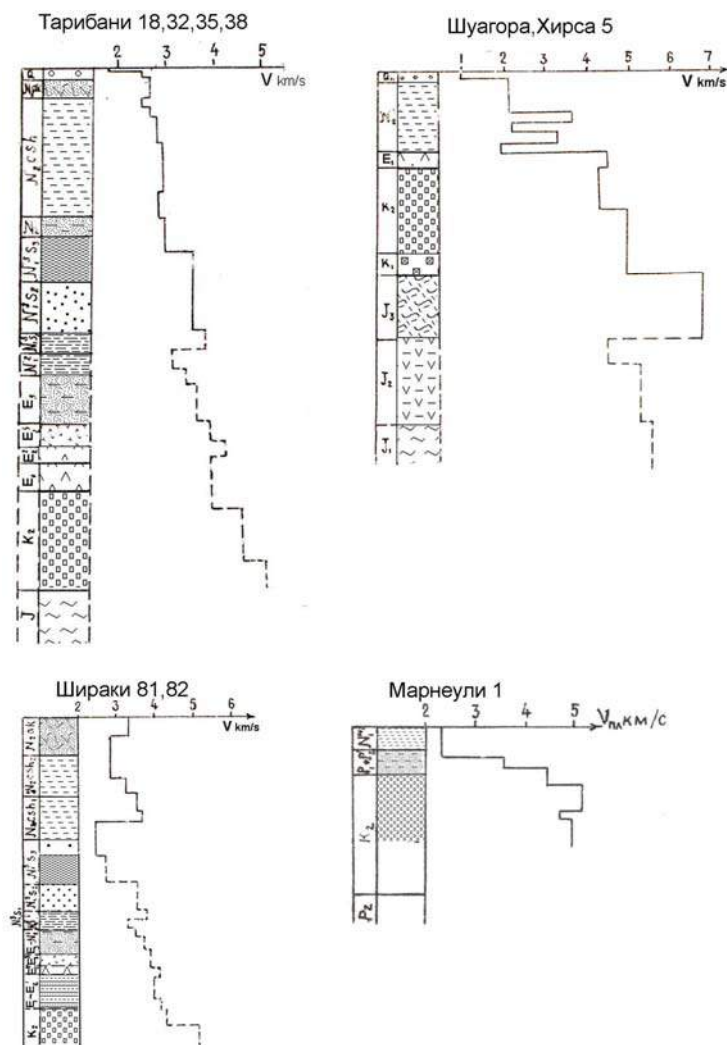


Рис.3.4.6. Графики обобщенных пластовых скоростей по сейсмокаротажу.
Вертикальный масштаб 1: 100000

Тарибанская площадь является продолжением Вашлианской с аналогичными геологическими условиями; сходство кривых пластовых скоростей значительное. Сейсмогеологические условия мало способствуют прослеживанию маркирующих горизонтов из осадочного слоя, но не исключают прослеживания условных горизонтов осадочного слоя. Фундамент складчатого основания должен хорошо прослеживаться методикой специального двойного прослеживания. С другой стороны, мелкодробная дислоцированность создает весьма благоприятные условия, способствующие возникновению отраженных волн в варианте ОГТ.

Ширакская площадь – Диди Ширази и Патара Ширази – единая сейсмогеологическая среда, представлена кривой, уложенной мощными молассовыми пластами, с чередующимися повышенными и пониженными скоростями в верхней половине разреза (рис.3.3.6). Палеоген здесь также мощный и характеризуется мелко градиентной скоростью, изменяющейся линейно от 3,6 до 4,5 км/с. Ниже, на глубине 6-6,5 км должен залегать верхний мел со скоростью 5,0-5,2 км/с. В сейсмогеологическом отношении эта площадь также характеризуется двоякими условиями благоприятными для метода отраженных волн, удобного для исследования осадочного слоя и не подходящего для полноценных исследований той же самой среды методом прелоиленных волн.

Алазанская депрессия (равнина), сложенная с поверхности чередованием разноразмерных конгломератов и глин, хорошо изучена методами сейсморазведки. В скоростном отношении, для

характеристики депрессии информативными являются данные сейсмокаротажа скважин «Шуагора-5» и «Хирса-5», расположенных в начале и конце депрессии, соответственно. Их обобщенная кривая пластовых скоростей приведена на рис. 3.4.6.

3.4.5. Определение скоростной модели земной коры по отраженным волнам, зарегистрированными методами КМПВ и ГСЗ

а) Характеристика исходных материалов.

На сейсмограммах ГСЗ профилей: Гали-Сафаралиев, Волгоград-Нахичевань, частично, Акстафа-Аспиндза, а так же на материалах профиля КМПВ – Анаклия-Зестафони и др., в последующих вступлениях зарегистрировано большое количество синфазных колебаний. Они регистрируются на различных расстояниях (10-80 км) от источника колебаний и прослеживаются в виде непрерывных осей синфазности на расстоянии 30-50 км и более. Эти колебания характеризуются четкими динамическими и кинематическими особенностями и корреляция этих волн не представляет больших проблем (рис.3.4.7).

По кинематическим и динамическим особенностям можно выделить четыре пакета (групп) волн, показанных на рисунке 3.4.7.

Первая группа, с наиболее наклоненными осями синфазности и длиной годографа 10-30 км, прослеживается в интервале от 10 до 50 км от источника на небольших временах, $V_k = 3.0-4.5$ км/сек, видимая частота 12-14 гц, количество фаз 2-3.

Вторая группа волн прослеживается в тех же интервалах, но относительно с большей кажущейся скоростью ($V_k = 5,0-7,0$ км/с) и более с короткими осями синфазности.

Третья группа прослеживается на расстоянии от 50 до 120 км от пункта взрыва. $V_k = 5.0-12,0$ и $5,5-14,0$ км/с, видимой частотой 10 – 11 гц, количеством фаз 2-3, длиной годографа 10-15 км.

Четвертая группа прослеживается на больших временах, от 14 сек и выше. Оси синфазных колебаний наклонены полого с большой кажущейся скоростью ($V_k = 8,0-16$ км/с), длины годографов не превышают 10-15 км, частоты 9-12 гц, количество фаз – 2-3.

Для количественной интерпретации годографов этих волн необходимо задаться моделью наблюдений и, в первую очередь, определить их природу. Известно, что процедура классификации сейсмических волн является сложной задачей, требующей специальных экспериментальных данных. Путем анализа производственных полевых материалов КМПВ и ГСЗ, ориентированных на преимущественное прослеживание волн в области первых вступлений, невозможно судить с полной определенностью о природе волн, тем более в последующих вступлениях. Однако при анализе фиксируются следующие особенности годографов выделенных волн, которые позволяют их считать однократными докритическими отраженными волнами.

1. Годографы имеют криволинейную форму, т. е. можно исключить класс головных преломленных волн.

2. Кажущаяся скорость V^* с увеличением расстояния от пункта взрыва имеет хорошо выраженную тенденцию к уменьшению. Так, на рис. 4.4 приведены значения V^* для всех четырех пакетов волн при наблюдениях из пункта взрыва Хашури. Видно, что в целом имеется закономерность уменьшения кажущихся скоростей, но она локально нарушается для волн первой и второй групп в интервале 20-30 км, а для волн третьей и четвертой групп в интервале 70-90 км. Характерно, что последний интервал Сартичальской подзоны Аджара-Триалетской складчатой системы связан с сильно дислоцированной и метаморфизованной средой. Учитывая это обстоятельство, а также то, что искажения проявляются в одном интервале для нескольких групп волн, можно считать, что наблюдаемое локальное измерение формы годографов связано с геологическими факторами, а именно с существенным отличием формы отражающих границ от плоскости. Исходя из закономерности изменения V^* , можно исключить класс рефрагированных волн.

3. Чем больше экстраполируемое (доведенное) t_0 время годографа на пункте взрыва ($x=0$), тем меньше его крутизна. В плоскости (t, x) это обстоятельство наглядно проявляется в том, что для любого сечения $x=\text{const}$ значения V^* больше для волн с большим номером группы. Это обстоятельство говорит в пользу того, что глубокие волны являются однократными.

4. Устойчивость формы импульсов для большинства осей синфазности, обеспечивающая их надежную корреляцию, позволяет считать, что эти волны являются докритическими.

5. Дифференциация волн по кинематическим характеристикам на 4 группы означает их соответствие границам, характеризующимся различными физическими свойствами, т.е.

относящимся к различным петрофизическим и литолого-стратиграфическим толщам земной коры.

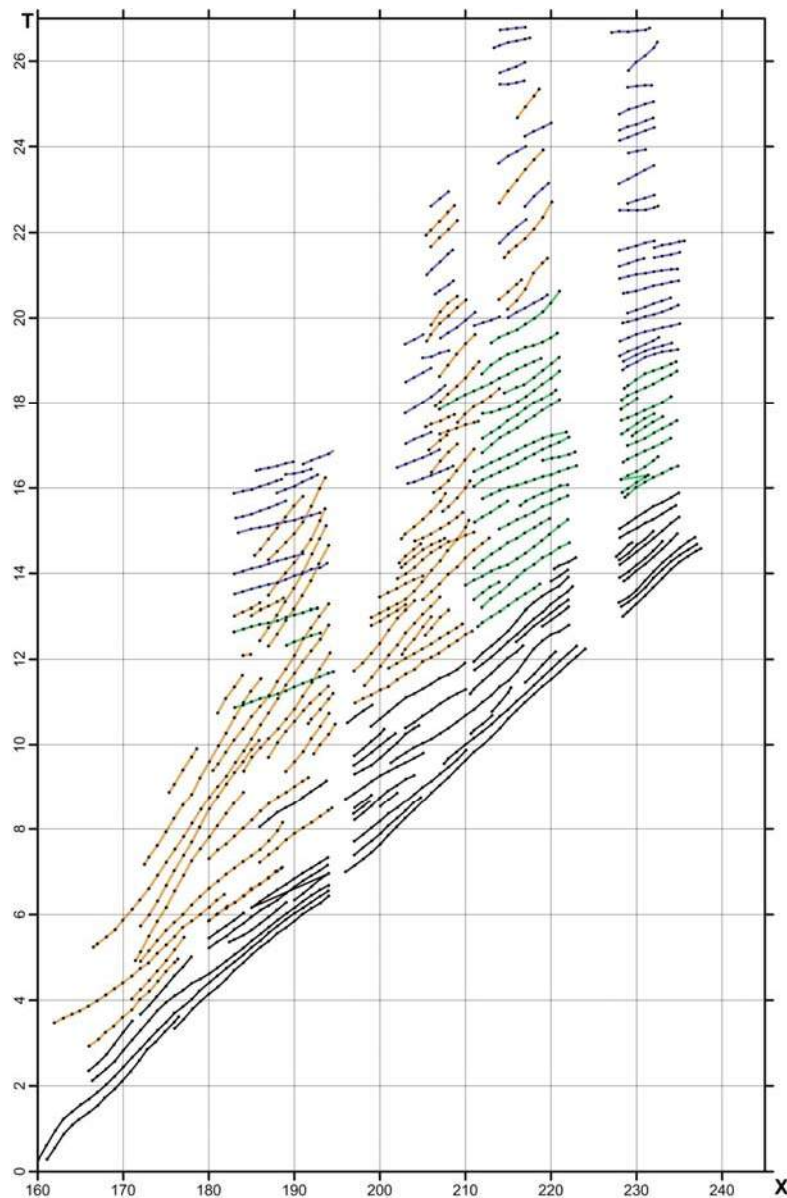


Рис.3.4.7. Годографы отраженных волн ПВ Хашури

Первая группа, вероятно, приурочивается к осадочному слою, вторая – к нижним горизонтам осадочного слоя и первому консолидированному “гранитному” горизонту. Третья группа приурочивается к “базальтовому” горизонту, четвертая – к нижним слоям коры и Мохо. Такова качественная интерпретация синфазных регулярных колебаний, поступающих в последующих вступлениях на материалах ГСЗ Закавказского региона.

Очевидно, что в общей массе всех выделенных колебаний, наряду с отраженными волнами, частично могут находиться и волны другой природы, выступающие в этом смысле в качестве помех. Поэтому при обработке с целью определения параметров годографов необходимо предусмотреть селекцию волн на полезные (отраженные) и помехи (другой природы). В качестве оператора селекции может быть использовано и условие закономерного изменения V^* для отраженных волн (при плоских границах), т. е. условие $V_i^* > V_{i+1}^*$

б) Выбор способа определения скоростных параметров.

Главной особенностью отраженных волн, зарегистрированных на материалах КМПВ и ГСЗ, является то, что они прослеживаются на больших удалениях от источника колебаний, не увязаны во взаимных точках и регистрируются на небольшом (по сравнению с удалением) интервале профиля. Из этого следует, что способ определения скоростных параметров по таким годографам должен удовлетворять, по крайней мере, следующим условиям:

- использовать систему одиночного годографа
- не опираться на характерные точки годографа (t_{\min}, t_0)
- не исходить из постоянства скорости в пределах всего интервала годографа.

Из известных многочисленных способов определения скоростных параметров таким условиям удовлетворяет способ эффективных лучевых скоростей. Особенности применения этого способа для обработки удаленных ветвей годографов отраженных волн были рассмотрены М. М. Раджабовым в работе. Основная идея способа заключается в том, что по заданному набору координат x_i по наблюдаемым временам годографа вычисляются значения кажущихся скоростей $V^* = \frac{dx}{dt}$, которые затем по известному (3.4.1) соотношению переводятся в значения эффективной скорости

$$V_{\text{эф.}(i)} = \sqrt{\frac{x_i}{t_i \cdot V_i^*}} \quad (3.4-1)$$

Эффективная и искомая (лучевые) скорости связаны зависимостью в виде

$$V_{\text{луч.}(i)} = q_i V_{\text{эф.}(i)}, \text{ где}$$

q_i - коэффициент связи, зависящий от удаления x_i

Каждому лучу ставится в соответствии точка отражения с координатами (l, H), где

$$H_i = \frac{1}{2} \sqrt{(V_{\text{луч.}(i)} \cdot t_i)^2 - x_i^2} \quad (3.4-2)$$

$$l_i = \frac{x_i}{2}$$

Таким образом, имеется возможность получить пространственное распределение скоростей в виде графиков $V = f(l, H)$. Наряду с указанными преимуществами способу присущи и недостатки.³

1. Использование дифференциального параметра V^* приводит к большим ошибкам значений скорости и глубины при сравнительно небольших абсолютных ошибках времен годографа, связанных с неучтенной верхней частью разреза, интерференцией и т.д. На рис. 3.4.8, иллюстрируются примеры ошибок, возникающих при обработке реальных материалов. Для примера, показанного на рис. 3.4.8 максимальный разброс значений скорости достигает 700 м/сек, для годографа I и 1780 м/сек – для второго годографа. Соответственно, разброс значений, глубина точек отражения составляет 3 км и 8 км. В результате точки графика $V = f(H)$, соответствующие одному годографу распределяются в этом диапазоне глубин, образуя фиктивную закономерность возрастания скорости с глубиной, обусловленную не реальным изменением скорости в среде, а ошибками их определения.

Чем более пологие годографы подвергаются обработке и, соответственно, чем больше ошибки значения V , тем в большем диапазоне глубин проявляется эффект формирования ложных закономерностей изменения кривых $V = f(H)$ (рис. 3.4.8.).

Поэтому появляется необходимость несколько модифицировать описанный способ, повысив его устойчивость. Это может быть достигнуто путем предварительного редактирования (отбраковки) вычисляемых параметров $V_{\text{луч.}}$, H по некоторому набору эвристических условий, в частности:

а) $V^* > 0$

б) $V_k^* \leq m V_{k-1}^*$, где m – заданный коэффициент

в) $V_1 \leq V_{\text{луч.}} \leq V_2$, где V_1 и V_2 - заданные границы допустимых значений

г) $H_k - H_{k-1} \leq \Delta H$, где ΔH - заданный допустимый уровень разброса глубин.

При использовании этих условий неоднозначность и нереальность результатов существенно уменьшается.

2. Коэффициент связи между лучевой и эффективной скоростью предназначен для учета влияния преломленных лучей в реальной среде; чем выше угол выхода луча, тем больше влияние преломления, т.е. коэффициент должен меняться в зависимости от расстояния от ПВ.

³Алгоритм регуляризации, позволяющий доведение ошибок до минимума, составлен Гамкрелидзе Н.П. и Выгоднером С.А., а программирование осуществлено последним.

Но фактических данных для выбора этого коэффициента, и тем более в переменном варианте, нет.

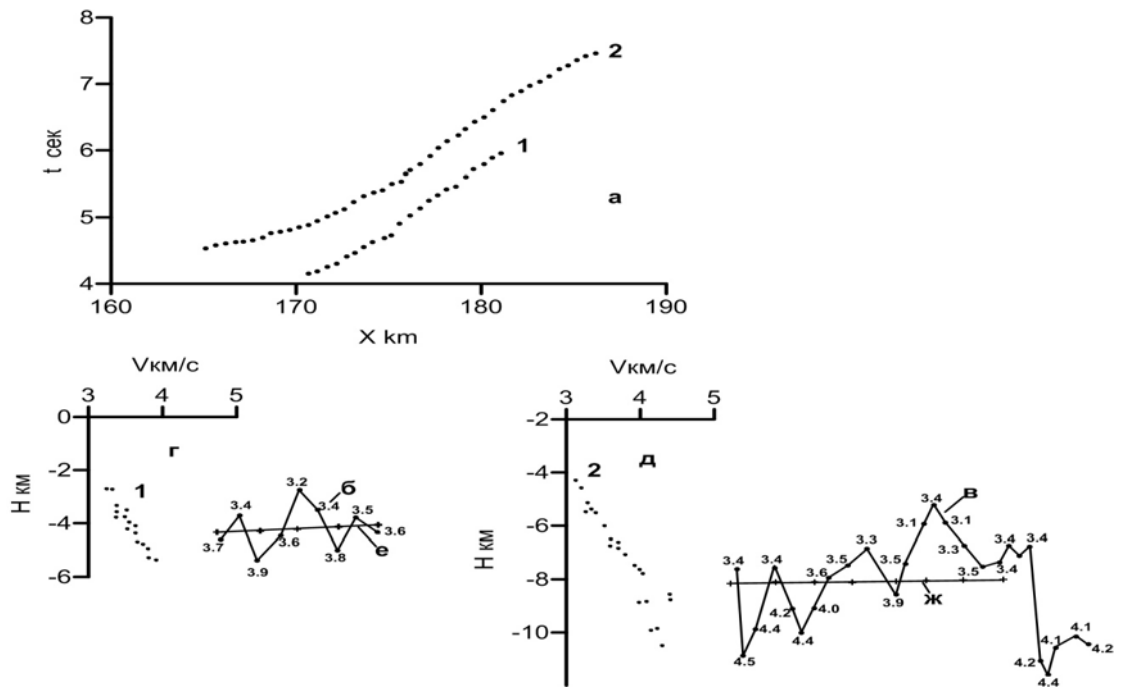


Рис. 3.4.8. Наблюдаемые годографы ОБ (а), распределение лучевых скоростей (цифры обозначают км/с) в плоскости отражения (б, в), вычисленных по годографам (а) соответственно, кривые зависимости $V=f(H)$ (г, д), соответствующие распределению (б, в); отражающие площадки, построенные по годографам (а) с постоянной скоростью (е, ж).

Поэтому целесообразно в изменении использовать другой механизм учета влияния неоднородности среды. Наиболее подходящим является решение, связывающее среднюю и лучевую скорости для среды с заданным распределением среднего градиента

$$V = \frac{I}{\gamma} V_{\text{луч.}} \quad (3.4-3)$$

е) Алгоритм программы вычисления скоростных параметров.

Для автоматизации вычислительного процесса по описанному выше способу определения скоростных параметров составлена программа. Программа состоит из двух автономных частей.

В первой части производится накапливание значений скоростных параметров, вычисленных по элементам исходных годографов в архиве, хранящемся в компьютерной памяти.

Во второй части, по исходным значениям скоростных параметров из архива вычисляются средние оценки для заданных участков плоскости (x, H) . Эти оценки используются для интерпретации. Вычислительная схема алгоритмов приводится ниже.

I. Вычисление исходных значений скоростных параметров (VOTR1).

1. Осреднение времен годографа скользящим средним на заданной базе:

$$T_i = \frac{\sum T_i}{L} \quad (3.4-4)$$

L – база, всегда нечетное количество точек.

2. Для каждого элемента годографа, соответствующего заданной базе, путем осреднения времен МНК, вычисляется кажущаяся скорость (наклон)

$$V = \frac{\sum_{i=1}^L (x_i - \bar{x})^2}{\sum_{i=1}^L (x_i - \bar{x}) \cdot T_i} \quad (3.4-5)$$

\bar{x} – координата середины базы

x_i, T_i – координата и время годографа

3. Редактирование значений V^* по условиям

а) $V_k^* > \emptyset$

б) $V_k \leq 0.95 \cdot V_{k-1}$

где k – номер элемента годографа.

Последнее условие означает требование монотонного (с точностью до 5%) изменения формы годографа с уменьшением кажущейся скорости по мере удаления от ПВ. Кроме исключения искаженных участков годографов это условие позволяет отсеять годографы волн другой природы.

4. Вычисляется значение лучевой скорости

$$V_{\text{луч.}} = Q \sqrt{\frac{\bar{x}}{T_u}} \cdot V^* \quad (3.4-6)$$

$$\text{Где } T_u = \frac{i \sum_{i=1}^{i_n} T_i}{L}$$

Q – коэффициент связи между лучевой и эффективной скоростью; устанавливается экспериментально во входных данных.

5. В значения $V_{\text{луч.}}$ вводится поправка за неоднородность среды (преломление лучей). Реальная среда аппроксимируется средой с заданным распределением среднего градиента, для которой известно $V = \frac{1}{\gamma} V_{\text{луч.}}$

$$\gamma = \frac{\beta \ln(1 + \beta z)}{\beta z} \sqrt{\frac{(1 + \beta z) \cdot \sqrt{[\beta^2 z^2 (1 + \frac{1}{4} \frac{x^2}{z^2}) + 1]^2 - 1}}{\text{arch}[\frac{\beta^2 z^2 (1 + \frac{1}{4} \frac{x^2}{z^2})}{2(1 + \beta z)} + 1]}} \quad (3.4-7)$$

$$\beta z = (f \frac{V_{\text{луч.}}}{V_0}) - \text{табулирована там же}$$

V_0 – начальное значение скорости, задается во входных данных

$$Z = \frac{1}{2} \sqrt{(V_{\text{луч.}} \cdot T_u)^2 - x^{-2}} \quad (3.4-8)$$

6. Проверяется выполнение условия попадания вычисленных оценок V в реально возможный диапазон значений V_{\min} и V_{\max} . $V_{\min} \leq V \leq V_{\max}$

7. Вычисляется глубина отражающей площадки, соответствующей скорости V

$$H = \frac{1}{2} \sqrt{(V T_u)^2 - x^{-2}} \quad (3.4-9)$$

8. Проверяется выполнение условия $H_{i+1} - H_i < \Delta H$.

В случае нарушения условия параметры соответствующие этому элементу годографа из дальнейшего анализа исключаются.

9. Результаты вычислений для каждого элемента годографа в виде 3-х слойной таблицы $(\frac{x}{2}, H, \bar{V})$ накапливаются в архиве на МЛ.

II. Вычисление средних оценок.

10. После завершения составления архива (один или несколько пунктов взрыва) по исходным значениям скоростей вычисляются обобщенные оценки в плоскости $(\frac{x}{2}, H)$.

10.1 Все накопленные в архиве таблицы упорядочиваются по возрастанию координаты \bar{x} .

10.2. Выделяется массив, удовлетворяющий условию $x_i \leq \bar{x} < x_{i+1}$,

где x_i, x_{i+1} - границы, задаваемые во входных данных.

10.3. Массив упорядочивается по возрастанию координаты H и подразделяется на подмассивы с границами h_j, h_{j+1} , которые также задаются во входных данных.

10.4. По значениям глубин и скоростей, относящихся к прямоугольнику с координатами

левого верхнего угла (x_i, h_j) , вычисляются средние оценки: $\bar{V}_{ij} = \frac{\sum_k V_{ij}}{K}$;

$$H_{ij} = \frac{h_j + h_{j+1}}{2}; \quad T_{0ij} = \frac{H_{ij}}{V_{ij}} \quad (3.4-10)$$

K – количество, значений в заданном прямоугольнике плоскости (x, H) .

г) Анализ результатов

По описанной выше методике были обработаны полевые материалы профилей ГСЗ и КМПВ: Гали-Сафаралиев, Волгоград-Нахичевань и Анаклия-Зестафони.

В целях обоснования методических вопросов составления скоростной модели земной коры, но во избежание излишнего увеличения объема здесь приводятся данные только профиля Гали-Сафаралиев. Получено дискретное распределение скоростей в разрезе профиля $V_{луч.} = f(\frac{x_i}{2}, H_i)$.

Оценки значений средних скоростей вычислялись для вертикальных полос шириной 30км и дискретность по глубине 2 км. На каждом узле получена скорость по глубине V средняя из разного количества массива определений. Верхняя часть разреза бедна определением $V_{луч.}$ и заполняется $V_{ср.}$ по данным сейсмокаротажа и КМПВ. Полученные значения графиков $\bar{V} = f(H)$ дважды сглаживались методом скользящего среднего на базе 3 точек. Кроме того использовалось осреднение методом наименьших квадратов полиномами разной степени – 3,5 и 6 (рис.4.8). При осреднении полинома 6-ой степени кривая $\bar{V} = f(H)$ получает наиболее плавно изменяющуюся форму, но вместе с тем сохраняет главные черты первоначальной структуры. Кривая $\bar{V} = f(H)$ должна удовлетворять условию $t_i = \frac{H_i}{V_i} < t_{i+1} = \frac{H_{i+1}}{V_{i+1}}$ в случае его невыполнения ищется ошибка или заново производится осреднение.

На каждую узловую точку кривой $\bar{V} = f(H)$ приходится неравномерное количество измерений скоростей, притом в некоторых узлах этого количества явно недостаточно. Поэтому необходимо оценить точность и достоверность определения V по каждому узлу и, в целом, кривой $\bar{V} = f(H)$. Для этого на каждом узле данной кривой определяются дисперсия и доверительные границы среднего априори, принимая их распределение за нормальное. Если среднеквадратичная ошибка намного больше отклонения V среднего от прямой, соединяющей соседние узлы, а автокорреляция на этих узлах низкая, то отклонение среднего относится к флуктуации. Она снимается визуальнo или осреднением, названным выше методом.

Таким образом, аппроксимированные кривые использованы для составления вертикальных годографов и затем пластовых скоростей. Сопоставив результаты пластовых скоростей, определенных по кривым $\bar{V} = f(H)$, осредненных разными способами и установив большое сходство между ними, приходим к заключению, что изменение скоростей сейсмических волн с глубиной происходит по зависимости $V = V(1 + \beta H)$.

Следовательно, пластовые скорости с глубиной должны наращиваться непрерывно дискретно. Однако, такая закономерность, возможно, нарушается и на кривых $\bar{V} = f(H)$ выделяются участки повышенных градиентных зон положительного и отрицательного знаков. С другой стороны, говорить о реальности наличия таких горизонтов трудно по следующим причинам.

1. Фильтрация волнового поля, зарегистрированного в последующих вступлениях по типам волн от так называемых “помех“, с полной гарантией не производится. При массовом определении

эффективных скоростей, вероятно, имеются значения, которые определены не по отраженным волнам.

2. Годографы, отраженных волн, проходящие выше зон преломленных волн, относительно коротки и прослежены по профилю прерывисто, по причине сейсмогеологических условий, а также пропусков в наблюдениях. В этой части записи нет устойчивых маркирующих синфазных отраженных колебаний, прослеженных непрерывно на расстоянии 50-100 км и выделенных в виде субпараллельных групп, относимых к кровлям и подошвам, предполагаемым аномально-скоростным горизонтам, позволяющих непосредственное определение пластовых скоростей. Несмотря на это, мы все-таки попытались выделить синфазные колебания, предполагая, что они являются отражениями от кровли и подошвы пласта, и определить пластовые скорости способом, приведенным в работе [105].

Такой подход к определению пластовых скоростей не дает желаемого результата. Задача является некорректной, а результаты – неустойчивыми, колеблющимися в широких пределах. Например, для “базальтового” слоя получена скорость $V_{пл.} = 6,5-14,3$ км/сек. Ее среднее значение 10,4 км/сек слишком отклонено в сторону завышения и не принимается в качестве реального.

3. Метод определения пластовых скоростей через способ лучевых скоростей содержит также погрешности и неустойчивость. На нашем примере средняя скорость по кривой $\bar{V} = f(H)$

для отдельных определений имеется среднеквадратическое отклонение $m_{\bar{V}} = \pm 0.1 \div 0.9$ км/с, а в среднем для кривой $m_{\bar{V}} = \pm 0.4 \div 0.6$ км/с.

4. Впоследствии определена также среднеквадратическая ошибка пластовых скоростей по формуле, приведенной в работе [102]. $m_{V_{пл.}} = \frac{2V^2 \sqrt{3\mu\Delta H}}{\mu\Delta H^2} \cdot m_{\bar{V}}$ (3.4-11)

Для каждого пласта, выделенного по кривым $\bar{V} = f(H)$. Эти ошибки далеко неодинаковы и находятся в пределах $\pm 0,3-0,7$ км/с. Перепады скоростей на границах раздела пластов, выделенных по кривым $\bar{V} = f(H)$ находятся в тех же пределах или немного больше.

В таких случаях достоверность выделения пластов земной коры, различающихся пластовыми скоростями по материалам ОБ, зарегистрированным на профилях ГСЗ Гали-Сафаралиев и Волгоград-Нахичевань определяется как невысокая. Вместе с тем на этих профилях, на разных глубинах или на границе раздела “базальт” - верхняя мантия при мощностях скоростных горизонтов, превышающих полтора десятка километров, наблюдаются случаи, когда выполняется условие: $V_{пл.} \geq m_{V_{n_i}} + m_{V_{n_{i+1}}}$ и надежность выделения пластов различающихся

пластовыми скоростями достаточно высока. Но таких случаев мало и мы считаем, что статистические оценки надежности расчленения скоростного разреза земной коры на территории Грузии не дают возможность однозначно решать рассматриваемый вопрос.

Приведенные выше аргументы позволяют заключить, что вопрос установления закономерности распределения параметров в земной коре на территории Грузии по существующим материалам однозначно решаться не может. Все попытки определения закономерности распространения скоростей на глубину будут носить вероятностный характер, и представлять один из вариантов, в зависимости от выбранного способа определения скоростных параметров и индивидуального подхода к обобщению их результатов. Полагаем, что представленный нами вариант на данном этапе является наиболее приближенным и отвечает имеющимся материалам и методам обработки информации ГСЗ (рис. 3.4.9).

На рисунках 3.4.10. и 3.4.11. приведены разрезы того же профиля - «Гали-Сафаралиев» - с более широкой базой осреднения первичной обработки. На рисунке 3.4.10. границы пластов, разделенных по скоростям, проведены вручную, а на рис 3.4.11. компьютерным способом. В обоих случаях пластовые скорости сглажены, и детальность скоростного разреза утеряна, хотя, возможно, это так и должно быть.

Анализ всех кривых, каждой отдельности и совместно, полученных по профилю позволяет выделить два типа кривых скоростей: первый – кривая скоростей начинается высокими средними и пластовыми скоростями, последние также высокоградиентны и в этой части кривая толстоступенчатая; второй – кривая начинается низкоскоростным разрезом, она тонкоступенчатая, но высокоградиентная. В нижней части эти два типа кривых достаточно сходны.

Первый из них характеризует обнаженную зону консолидированной коры (Дзирульский массив), второй - кору с осадочным чехлом (рис. 3.4.9.). Вместе с тем, по профилю Гали-Сафаралиев обращает на себя внимание разная амплитудная изрезанность и детальность скоростных параметров в пределах осадочного чехла. По этим особенностям указанный профиль можно разделить на три части: Гали-Зестафони, Хашури-Натахтари, Кумиси-Сафаралиев (Мингечаур). Для первой части профиля характерна низкая начальная скорость и резко толстослоистая кривая пластовых скоростей. Вторая площадь отличается от первой тем, что скорость первого горизонта и последующих горизонтов здесь выше, чем скорость горизонтов первой площади (рис. 3.4.9.).

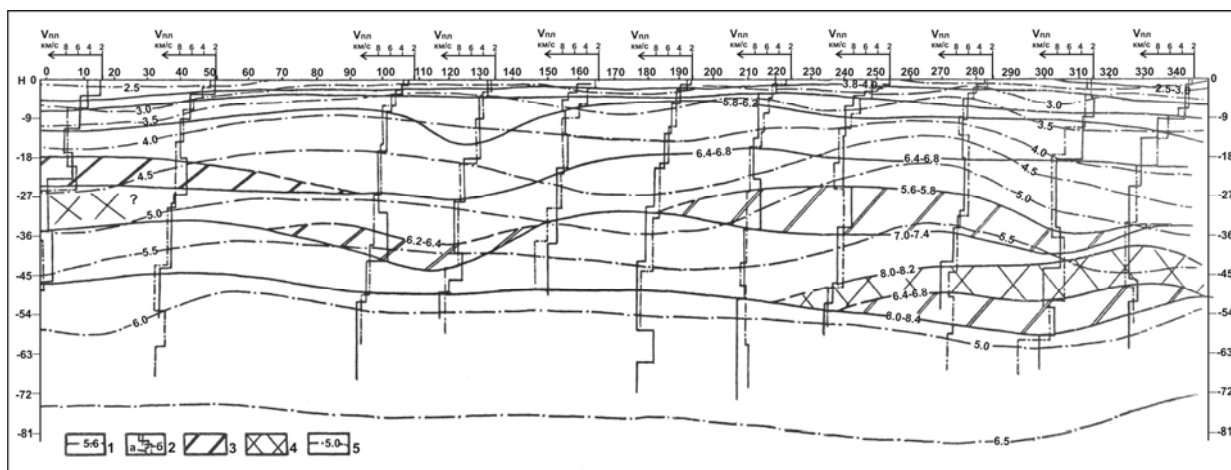


Рис. 3.4.9. Скоростной разрез земной коры по материалам МОВ по профилю ГСЗ Гали-Сафаралиев. 1 – изолинии пластовых скоростей в км/с, 2 – кривые пластовых скоростей, осредненные: а) визуально; б) способом наименьших квадратов, 3, 4 – сейсмические горизонты: 3 – пониженных скоростей, 4 – повышенных скоростей, 5 – изолинии средних скоростей в км/с.

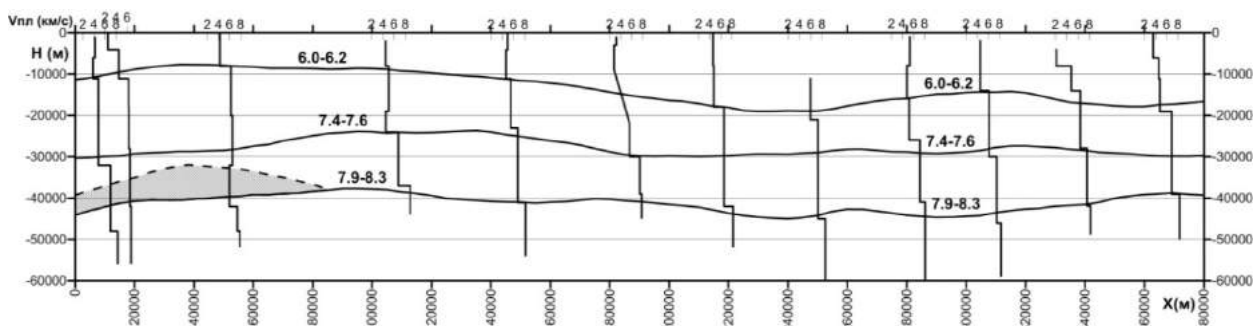


Рис.3.4.10. Профиль Гали-Сафаралиев – скоростная модель по данным отраженных волн, зарегистрированных на ГСЗ после двукратного осреднения. Условные на рис.3.4.9.

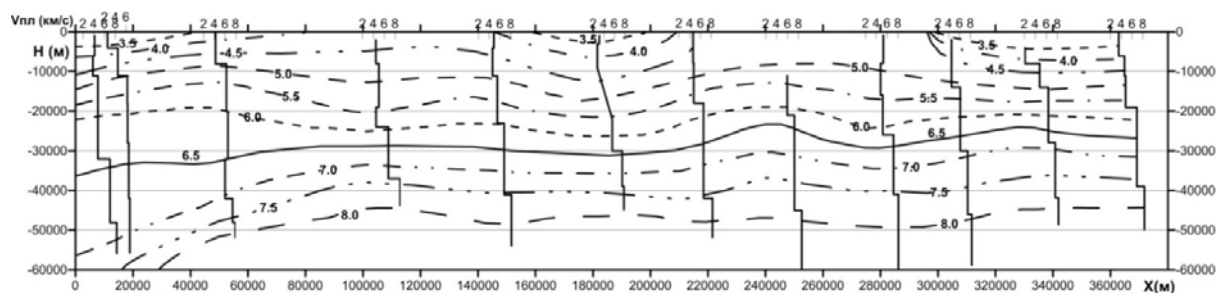


Рис.3.4.11. То же самое, что на рис. 3.4.10. только изолинии проведены более детально.

Верхний разрез площади Кумиси-Сафаралиев характеризуется низкоскоростным началом и тонкослоистым низкоскоростным перепадом, продолжающимся до десятка километров в глубину

Ниже тонкослоистого своеобразного скоростного разреза скорости изменяются с разной закономерностью. Очередность изменения скоростных горизонтов с глубиной соблюдается реже, нарушается последовательное наращивание пластовых скоростей, наблюдаемое в верхней части

разреза. В разрезе консолидированной коры наблюдаются интервалы с пониженной и повышенной скоростной характеристикой, прослеживающиеся с разным радиусом корреляции 30-50, 100-150 км либо не имеющие продолжения. Надо отметить, что горизонту пониженной скорости сверху и снизу сопутствует горизонт повышенной пластовой скорости.

Следующая особенность скоростного разреза профиля Гали-Сафаралиев заключается в том, что почти на одинаковом уровне 38-45 км от поверхности земли выделяется горизонт, который по нашим данным неограничен снизу и имеет меняющуюся по профилю, хотя и в узких пределах, скорость – 8,0-8,4 км/с.

Перепад скоростей на границе этого горизонта самый интенсивный в скоростном разрезе профиля Гали-Сафаралиев 0,6-0,7 км/с, при точности определения $\pm 0,5$ км/с. Глубина залегания его определяется также устойчиво и равна 38-45 км при точности $\pm 2,5$ км. Точность определения параметров для подошвы коры, границы верхней мантии, находится в допустимых пределах.

Этого нельзя сказать в отношении перекрывающих мантию коровых горизонтов, где как их мощности, так и глубины границ определяются менее устойчиво – скользящими значениями по простиранию. Для верхнего осадочного горизонта это объясняется колебаниями по простиранию мощности и скоростных параметров в широких пределах, что подтверждается большим количеством геолого-геофизических материалов. Для средних (“гранитного” и “базальтового”) горизонтов отсутствием достаточного количества устойчивой информации (отраженных волн). Тем не менее, общий характер скоростного разреза находится в соответствии с общими моделями строения континентальной коры нормального типа, характеризующегося по В.В. Белоусову и Н. Павленковой параметрами, приведенными в таблице (3.4.2.).

Таблица 3.4.2

Тип	Подтип	Основные параметры					
		Мощн. коры Н км	Время сек. t_0 для волны	Средн. скор. консол. коры км/с	Мощн. слоя $V_{пл.}=6\text{км/с}$	Мощн. осадков км	Время t_0 сек для r^{Φ} волны
Низкоскоростной	Низкоскоростной	35 - 50	10 - 12	6,2 – 6,3	20 - 30	0 - 4	0 - 2
Профиль Гали-Сафаралиев (по нашим данным)	Низкоскоростной	38-45	8 - 10	6,0 – 6,2	12 - 20	0 - 12	0 - 4

В соответствии с их классификацией Кавказ в целом относится к низкоскоростному типу континентальной коры [Белоусов, Павленкова, 1975]. По нашим данным кора Кавказа немного отклоняется от норминизированной.

Различие объясняется тем, что Рионско-Куринская депрессия, по которой проходит исследованный нами профиль, по строению коры отличается, по-видимому, от схематизированной модели глубинного строения Кавказа. Рионско-Куринский срединный массив (плита) по глубинному строению, очевидно, отличается от остальных геосинклинальных составных частей (Большого и Малого Кавказа). Кроме того различие возможно вызвано неточностью определения наблюдаемых параметров.

Земная кора на исследованном участке региона в целом, за исключением выступающих на поверхность массивов, соответствует трехслойной стандартной модели континентального типа коры. Вместе с тем, во многих горизонтах наблюдается отклонение скоростного разреза в ту или другую сторону, что указывает на их гетерогенность и неоднородное строение. Во всех слоях скорости изменяются более или менее непрерывно или мелко ступенеобразно, подчиняясь общей модели строения коры, что хорошо можно проследить на скоростных моделях, обобщенных в пределах Рионской депрессии Дзирульского массива, Карталийской равнины и Южно-Кавхетинского плоскогорья, соответствующих, по-видимому, такому порядку блочного строения. В целом по Рионско-Куринской депрессии, за исключением Дзирульского массива, все скоростные модели 3-х слойные и этим похожи друг на друга, но в деталях их можно различить по скоростной изрезанности осадочного и “базальтового” слоев и мощности осадочного и “гранитного” слоев. Кроме того в верхнем осадочном слое скорости нарастают с наиболее высоким градиентом, но катагенетические процессы осадочного слоя коснулись слабо. В целом этот слой остается

низкоскоростным ($V_{nl}=3,0-4,5 - 5,5$ км/с.). “Гранитный” слой под осадочным чехлом в скоростном отношении относительно слабоградиентный и однородный, где $V_{nl}=5,8-6,2$ км/с. Однако, можно заметить, что скоростная модель Дзирульского блока четко отличается от других аналогичных кривых Рионско-Куринской депрессии. Кроме того она не содержит интервала, соответствующего осадочному слою, что естественно. В верхней части до глубины 8 км она характеризуется заниженными пластовыми скоростями (4,5-5,2 км/с), другая часть, относительно номинальных значений этих же параметров, – характерными для магматогенно-метаморфических формаций палеозоя. Интересно отметить, что кривая $\bar{V} = f(H)$ слабо изрезана.

Вместе с тем, кривые скоростной модели Рионско-Куринской депрессии могут иллюстрировать петрофизическую обстановку “открытого” и “закрытого” гранитного слоя земной коры. В первом случае этот слой характеризуется пониженными петрофизическими параметрами. На это указывают также петрофизические (V, δ) наблюдения на обнажениях массивов (рис.3.4.4,5). С глубиной эти параметры возрастают, достигая значений, характерных для “гранитного” слоя. Далее $\bar{V} = f(H)$ монотонно опускается до 20-24 км и здесь резким скачком отмечено появление, по-видимому, “базальтового” слоя.

Во втором случае под осадочным чехлом “гранитный” слой сохранен лучше, характеризуется минимальными значениями V и δ , и переход между осадочным и “гранитным” слоями резкий.

Отмеченные различия между кривыми скоростных параметров земной коры Рионско-Куринской депрессии позволяют предполагать, что кора в этой части региона имеет неоднородное блочное строение, очевидно, как по вещественно-петрографическому составу и структуре, так и по физическому состоянию.

Границы этих блоков примерно совпадают с участками осреднения кривых (рис.3.4.4-5). Подтверждением реальности такого представления о глубинном строении земной коры Рионско-Куринской депрессии могут служить также особенности распределения по площади гравимагнитных полей и разнообразный формационный характер осадочного слоя.

Следует отметить еще некоторые особенности скоростного разреза земной коры Рионско-Куринской депрессии.

Ниже “гранитного” слоя или в нижней части этого слоя интервалами прослеживается гипотетический горизонт загадочного вещественного состава или структуры с изменяющимися скоростями $V_{nl}=5,4-5,6$ км/с и слабым отрицательным градиентом этого параметра (рис.3.4.4-5). Мощность гипотетического горизонта колеблется в пределах 5-8 км. Физическое состояние и литолого-петрографический состав этого горизонта трудно представить без непосредственных вещественных доказательств. Можно предположить, что горизонт является разуплотнением нижних горизонтов гранитного слоя или тектонической зоной трещиноватости. Возможно, магматогенно-метаморфические процессы этой части коры коснулись неинтенсивно.

Третий “базальтовый” горизонт состоит из двух разделов: верхний с $V_{nl}=6,4-6,7$ км/с и мощностью 5-8 км и нижний с $V_{nl}=6,8-7,5$ км/с и интенсивным нарастающим градиентом этого параметра. Верхний горизонт (B_1) прослеживается прерывисто и недостоверно. Надо полагать, он имеет относительно локальный характер и не представляет закономерность для строения исследуемого региона.

В нижнем “базальтовом” горизонте (B_2) в переходной части к горизонту верхней мантии в отдельных пунктах отмечается понижение скорости слоев до 6,5-6,7 км/с. Мощность этого пониженно-скоростного слоя 4-6 км и имеет весьма локальное распространение по латерали. Его каноническое существование сомнительно. С учетом вышеизложенного, физико-геологическая модель Рионско-Куринского срединного массива.

Представленный петрофизический разрез будет неполным, если его не обобщить с данными преломленных волн этого же профиля. По идее они должны быть инвариантны, однако этого не наблюдается. Сразу надо заметить, что из-за редкой системы отстрела взаимоперекрывающихся годографов преломленных волн мало и возможности построения границ машинным способом полей времен ограничены, но материал достаточно информативный. Кроме того, выполнена трансформация преломленных волн, прослеженных в первых и последующих вступлениях способом редуцирования во “временные разрезы” и она, вместе с сейсмическим разрезом преломленных волн, представляет картину, сопоставимую с разрезом отраженных волн.

Вместе с тем петрофизические разрезы, составленные по данным отраженных и преломленных волн по профилю ГСЗ Гали-Сафаралиев, несколько различаются. Различие

заключается в геометрии и глубинах залегания однотипных по скоростям горизонтов, а также в полноте и информативности разрезов. Получается, что скоростной разрез по данным отраженных волн, в целом, приподнят по отношению к сейсмическим разрезам преломленных волн, и соответствующие друг другу горизонты в этих разрезах находятся на разных уровнях. Объяснение этому можно найти. Во-первых, первый из них более или менее равномерно информативный и детальный, но вероятно, менее точный, поскольку обратная задача по отраженным волнам, зарегистрированным на материалах ГСЗ, решается менее корректно, чем та же самая задача по преломленным волнам. Во-вторых, различие обусловлено тем, что граничные скорости, полученные по данным преломленных волн, характеризуют, возможно, тонкий слой – границу раздела скоростной неоднородности, по которой скользит и просачивается преломленная волна. Из этого относительно тонкого слоя, из-под рефрагирующего слоя по данной преломленной волне информация не поступает, а под этим горизонтом скоростной разрез может изменяться по другому закону. Отраженные волны в скоростном отношении могут характеризовать всю мощность горизонта, пройденного ими. В этом отношении достоверность полной скоростной характеристики всей мощности коры больше. В-третьих, мы имеем два различных способа: отраженных и преломленных волн, которые отображают несколько различную физическую сущность одной и той же среды.

На рисунке 3.4.11 приведен вариант первичной обработки отраженных волн того же профиля с той разницей, что в этом варианте в отличие от прежнего группированного суммированием по двум кривым суммирование выполнено по трем кривым пластовых скоростей с целью сглаживания аномальных участков и перераспределения пластовых скоростей. В результате, за этим последовало исчезновение аномальных участков

3.5 Связь катагенеза с петрофизикой

Целью установления природы физических свойств горных пород в связи с воздействием на них различных геолого-геофизических факторов является выявления тех условий в котором они прошли при формировании или находятся теперь при естественном залегании. Установление закономерности изменения физических свойств с катагенезом и метаморфизмом последних само собой может помочь в решении природы геофизических полей.

При этом весьма важно, что результаты геофизического содержания полей от образующих масс, были так же адекватно отражены в геологических содержаниях и понятиях. В этом плане физические свойства горных пород являются промежуточным звеном (критерием) в познании геологической среды геофизическими полями.

1. Физическими свойствами наделены всякие вещественные предметы природы, всякого генезиса и фазового состояния, но в разной степени. Приоритет наших исследований представляют осадочный покров и его составные породы, которые, в конечном счете, являются продуктом экзогенных и эндогенных геологических процессов, происходящих циклично и стадийно в длительном, в геологическом смысле, периоде.

2. В результате интерпретации гравимагнитных полей способом деконволюции Эйлера и сейсмических полей методом сейсмической томографии получают распределения физических параметров в исследуемой геологической среде. На основе параметризации среды можно прогнозировать в разном аспекте глубинное строение (тектоника, литолого-петрографическое и петрологическое содержание, магматизм и питающие его каналы), физическое состояние (компактность, пористость, содержание и проницаемость вод и флюидных растворов, нефтегазоносность и пр.). Они требуют геологического осмысления, прогнозной оценки, «диагностики» в отношении литолого-формационного состава и физического состояния (компактности, пористости, флюидной и нефте-газонасыщенности и пр.), тех геологических разрезов, которые они отражают. Для того чтобы ответить на эти вопросы хотя бы приблизительно надо знать стадии и степень изменения физических свойств горных пород в зависимости от катагенеза - метаморфизма, испытанного в геологическом прошлом породами и формациями, залегающими на разных глубинах исследуемого объекта. Кроме того, надо знать соотношение физических свойств, измеренных на образцах из обнажений и глубоких скважин по керну и др.

Методы оценки стадийности изменения осадочных пород и пород, содержащих органику, давно известны и широко применяются [Аммосов, Чичуа]. Известно, что происхождение и формирование осадочного покрова и составляющих его пород – сложный, длительный

геологический процесс. Установлено, что он характеризуется цикличностью и стадийностью. Этому процессу присваивается различная качественная и количественная градация. Приведенная ниже таблица 3.5.1. отражает различную концептуальную систематизацию одного и того же процесса - термодинамического изменения осадочных образований от их седиментации до приведения (формирования) в консолидированное состояние. Индикатором установления стадийности литогенеза (таб.3.5.1) принята особая оптическая способность витринита – мельчайшей частицы каменного угля. Витринит, при термодинамических воздействиях, приобретает весьма чувствительную оптическую особенность – различную отражающую способность, которая определяется отношением отраженных лучей к падающим и выражается в процентах. Этим устанавливается степень превращения минералов и органики осадочных горных пород [И.И. Аммосов и др.].

3. В соответствии с отмеченными превращениями пород, очевидно, меняются их физические свойства, в частности, плотность и упругость (скорость прохождения сейсмических волн в породах). Такое утверждение позволяет полагать, что изучив закономерности изменения параметров отмеченных физических свойств пород, аналогично приведенному выше методу, будет возможно определенным приближением установить термодинамические стадии катагенез-метаморфизма. На основании полевых и скважинных петрофизических данных попытались установить закономерность изменения указанных свойств в связи с изменением термодинамометаморфизма пород. Для этого, естественно, были выбраны однородные породы, наиболее чувствительные к термодинамическим воздействиям. К таковым относятся глины, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели и хемогенные известняки.

4. Проследить характер влияния термодинамических изменений на эти породы возможно измерением физических параметров по керну одного возраста, образованных в однородных условиях седиментации. Этим требованиям удовлетворяют эмпирические материалы, выполненные по керну, доставленного из глубоких скважин Рионско-Куриной депрессии. Эти материалы использованы нами для составления соответствующих графиков (рис.3.5.1). Однако использованные фондовые материалы не позволили составить представленные здесь графики до максимальных глубин (5,0-5,5 км) имеющихся в регионе скважин и на всех выбранных нами для эксперимента породах.

Анализируя графики рис.3.5.1-3 при всех их недостатках (небольших глубин охвата, небольшого количества статистики и небольшого выбора типов пород), можно заключить:

1. Физические свойства разнотипных осадочных пород с изменением глубины залегания (изменение термодинамических условий) изменяются с различной функциональной зависимостью, нелинейной и разнополярной. Характер изменения разных физических свойств различен (в общем, для терригенных и хемогенных пород см. рис. 3.5.2 и 3.5.3).

2. Выбранные типы пород для эмпирического анализа неодинаково реагируют на изменение глубины залегания (изменения термодинамики). Например, глины мэотис-понта ниже 275 м глубины через 500 м характеризуются плотностью (рис.3.5.1, а-1) 1,68-1,80-1,85-2,08-2,15-2,25 г/см³. Глины сармата, но из Гурийской площади (рис. тот же) характеризуется: 2,16-2,23-2,10-2,30-2,27-2,28 г/см³. Аналогичный характер изменения плотностей наблюдается на сарматских глинах из Абхазии и Кахетинской площади (рис.3.5.1).

3. Глины различного минералого-гранулометрического состава и условий седиментации различаются характером изменений физических свойств с изменением глубины залегания.

4. Графики скоростей и плотностей экспериментальных пород хорошо коррелируются между собой (рис. 3.5.1.,2.,3.).

5. На графиках сверху выделяется интервал до глубины 1500 м разнонаправленного изменения физических параметров. Эта глубина является, в основном, зоной геостатического давления и изменения осадков в сторону дегидратации и уплотнения на уровне диагенеза, после чего должны быть продолжены более глубокие петрофизические изменения, что называется катагенезом.

6. На кривых плотностей и скоростей (рис.3.5.1.,2.,3.) наблюдается тенденция уменьшения градиента этих параметров. Представляется, что на 6-7 км глубины, существующие геотермодинамические процессы, не достаточны для более глубокого изменения этих параметров. Для этого, по-видимому, потребуется дополнительный источник повышенной энергии, поступающей из глубинных источников или тектонических процессов. Отмеченные процессы вряд ли могут развиваться в спокойных геодинамических условиях, следовательно, в депрессиях

седних глубин, не испытавших интенсивной складчатости породы никогда не дойдут до глубокого метаморфизма.

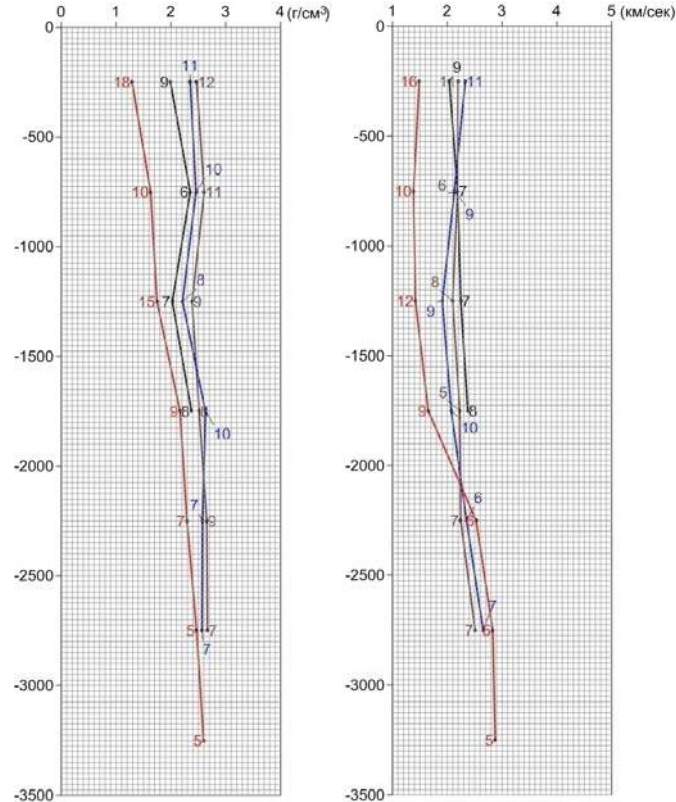


Рис.3.5.1. Графики изменения физических параметров глинистых пород с возрастом и глубиной залегания на разных участках и в разных геологических условиях

- глины мейтис-понта Колхиды
- глины сармата Гурийской площади
- глины сармата Абхазской площади
- глины Кахетинской площади
- 12 число осредненных значений

Существуют различные шкалы разделения процессов литогенеза по минералогическому составу - литогенезу (седиментогенез, диагенез), эпигенезу, катагенезу и метагенезу. В этих процессах тектогенез, вероятно, занимает немалое место, однако во внимание не принимается.

В превращении органики выделяют торфическую, буроугольную, каменноугольную, антрацитовую и графитовую стадии, таблица № 3.5.1 [И.И. Аммосов и др. «Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей», «Недра», 1977]

С превращением горных пород, изменяются и их физические свойства: плотностные и скоростные параметры, стадийность. Отсюда можно полагать, что отмеченными параметрами (σ , V_p) возможно, аналогично вышеприведенному примеру, установить, с некоторым приближением, стадийность преобразования осадочных пород. Не имея возможности провести экспериментальные работы, была сделана попытка установить определенную закономерность на основе полевых и скважинных фондовых материалов.

Для этого были подобраны глины, песчаники, алевролиты и мергели, хемогенные известняки, которые являются наиболее чувствительными к геотермодинамическому воздействию.

Каждая геотектоническая зона характеризуется особенностью тектоно-геодинамического развития и метаморфизмом (уплотненностью, компактностью, упаковкой), разновидностью осадочных пород, где их плотности и скорости (упругости) в значительной степени связаны с названными геологическими процессами, происходившими в прошлом. Вместе со стадийностью метаморфизма, вероятно, синхронно и различно изменяются петрофизические свойства (плотность, упругость прохождения волн звуковой частоты) горных пород.

Надо отметить, что впервые на территории Грузии и Северного Кавказа для установления характера изменения плотностного параметра глинистых пород в связи с катагенезом были проведены работы под руководством кандидата геолого-минералогических наук Чичуа Б. К.

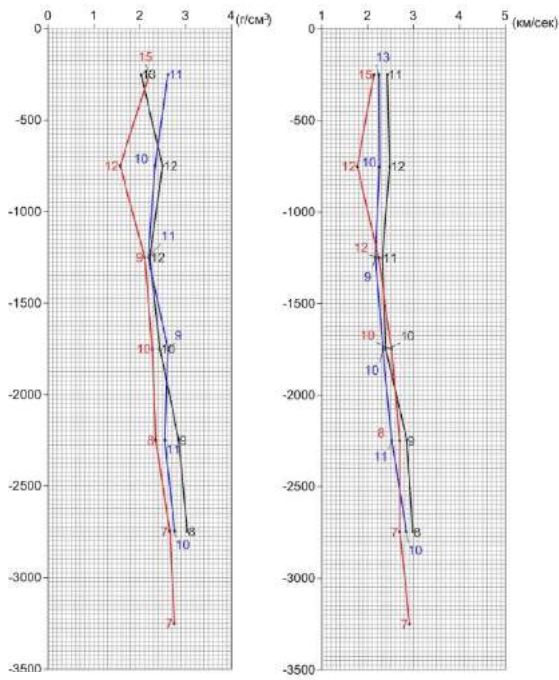


Рис.3.5.2. Графики изменения физических параметров песчаников с возрастом и глубиной залегания на разных участках и в разных геологических условиях

- песчанники мейотис-понта Колхидской площади
- песчанники сармата Гурийской площади
- песчанники сармата Колхидской площади
- * 12 число осредненных значений

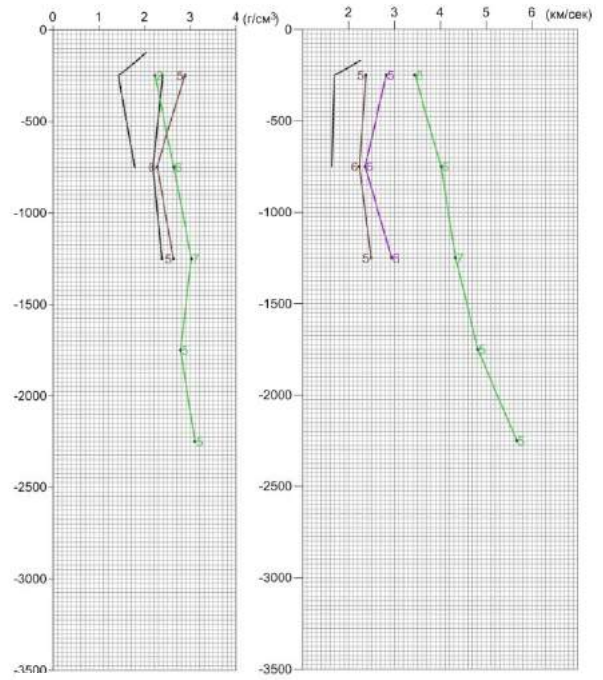


Рис.3.5.3. Графики изменения физических параметров различных пород с возрастом и глубиной залегания на разных участках и в разных геологических условиях

- известняки мела Колхидской площади
- мергели сармата Кахетинской площади
- алевролиты сармата Кахетинской площади
- глины мейотис-понта Абхазской площади
- * 12 число осредненных значений

Таблица 3.5.1

Границы постдиагенетических изменений осадочных пород по шкале отражательной способности витринита										
Приближенные границы этапов изменений осадочных пород				Стадии ТИВИ (термогенетические изменения витринита)			Приближенные обозначения стадий изменения углей			
По данным некоторых исследований в Европе		По Н. М. Стрехову, 1957		По Н. Б. Васильеву, 1962		Основные процессы	Обозначения (И. И. Амосов и др., 1951)	Граничные рр. % (И. И. Амосов и др., 1964)		
Диагенез	Эпитгенез	Катагенез	Протокатагенез	Термогенетические превращения осадочных пород под действием тепловых потоков недр	низкие	0 ₁	0,3	Б ₁	Бурые угли	
						0 ₂	0,4	Б ₂		
0 ₃	0,5	Б ₃								
I	0,65	Д								
II	0,92	Г								
средние	III	1,15	Ж							
	IV	1,60	К							
	V	2,00	КО							
	VI	2,50	Т							
	VII	3,50	ПА							
высокие	VIII	4,00	А	Каменные угли						
	IX	5,50	АС							
	X									
Метаморфизм	Ранний метаморфизм	Апокатагенез	Графиты	Антрациты						

В многолетних работах Чичуа и его коллег, проведенных в Грузии и по определениям на образцах из обнажений и скважин, установлена отражающая способность витринита и характер изменения плотностей. В результате установлено, что со стадийностью катагенеза осадочных пород изменяются их плотность (σ) и пористость (P).

Однако задача выражения отмеченной закономерности физических свойств, в какой-либо форме (функциональной, табличной или графической) не выполнена и не увязана со шкалой постседиментационных изменений пород, составленной самим - Б. Чичуа или со шкалами других авторов. Используя, данные авторов [Чичуа и др.], и большой фактический материал физических параметров - плотности (σ) и скорости (Vp), определенных на образцах из обнажений и скважин, под руководством Э. Грузман и М. Гринберг, а также собственных определений нами заново проанализированы и систематизированы петроплотностный и петроскоростный параметры по разным аспектам исследований, в том числе для установления физического состояния осадочных пород. Резюмируя вышесказанное можно отметить, что в зависимости от воздействия термодинамических процессов при литогенезе осадочных пород изменяются в различной степени их физические свойства, интенсивность катагенеза (ИК)⁴ и отражательная способность (ОС) витринита⁵.

Эти два способа считаются относительно прецессионными для определения катагенеза. Однако не на всех образцах их можно применять из-за не сохранения вторичных изменений или отсутствия витринита. Поэтому дополнительно применяется определение физических параметров плотности (σ) и скорости (прохождения звуковых волн в породах) с целью расширения диапазона правомерности измеренных величин (ИК, ОС), и там, где их нет, способствующих проведению аналогии от известного к неизвестному, а также являющихся признаком таких явлений.

На рисунке 3.5.4. и 3.5.5. сведены графики отмеченных выше признаков, определенных на кернах из различных скважин Притбилисского района восточного погружения Аджара-Триалетской зоны. Каждый из этих графиков основывается на единичных измерениях данного параметра в узлах отбора проб. Поэтому графики интенсивности катагенеза и плотностей растянуты по глубине.

Получается картина непрерывного повышения с глубиной этих параметров. В другом случае графики пилообразны из-за того, что объединяются значения близких пунктов отбора керна различных пород с отличающимися физическими свойствами, хотя тенденция повышения параметров с глубиной очевидна. Однако главным недостатком этих графиков является то, что значения параметров по глубине соединены последовательно, независимо от типов пород и возраста, что является неправомерным; графики по этим факторам должны быть систематизированы.

Однако провести границы стадийности катагенеза и характеризовать их количественно не представляется возможным.

Графики изменения ОС витринита более сглажены и закономерны. Поскольку его ОС не зависит от состава пород, а зависит только от термодинамического воздействия, их можно разделить поинтервально с оценкой количественной градации. Однако количество пунктов определений настолько далеко расставлены и нет достаточной статистики на каждом пункте отбора керна, что, по всей вероятности, такое разделение в данном случае неправомерно.

По этим данным нами произведена систематизация общего количества измерений по типу пород, возрасту и глубинам. Составлены графики распределения параметров интенсивности катагенеза, плотностей и ОС витринита по типам пород, глубинам залегания в скважине и возрасту (рис.3.5.5.) Получена картина совершенно другого характера (рис.3.5.4.). Здесь нет пилообразных отклонений. В целом на графиках можно заметить определенную закономерность. На рис. 3.5.4 и 3.5.5 сгруппированы 4 типа пород; у всех свое начало, они мало отличаются друг от друга, но ведут себя с глубиной различно, хотя все они изменяются слабо.

На этих рисунках также наблюдается слабое дискретное отклонение с глубиной в ту или в другую сторону отдельных графиков, несвязанное меж собой. Наконец, проведены средние

⁴ В зависимости от изменения физического состояния (катагенеза) пород происходит изменение грани между зернами гранулометрического состава, образование там же различных налетов и вторичных (аутогенных) минералов, которые определяются над микроскопом.

⁵ Также под воздействием термодинамических процессов изменяется ступенеобразно отражательная способность витринита (мельчайшая составная частица каменного угля). Величина измеряется в процентах и является отношением отражающих лучей к падающим в воздухе или в масле.

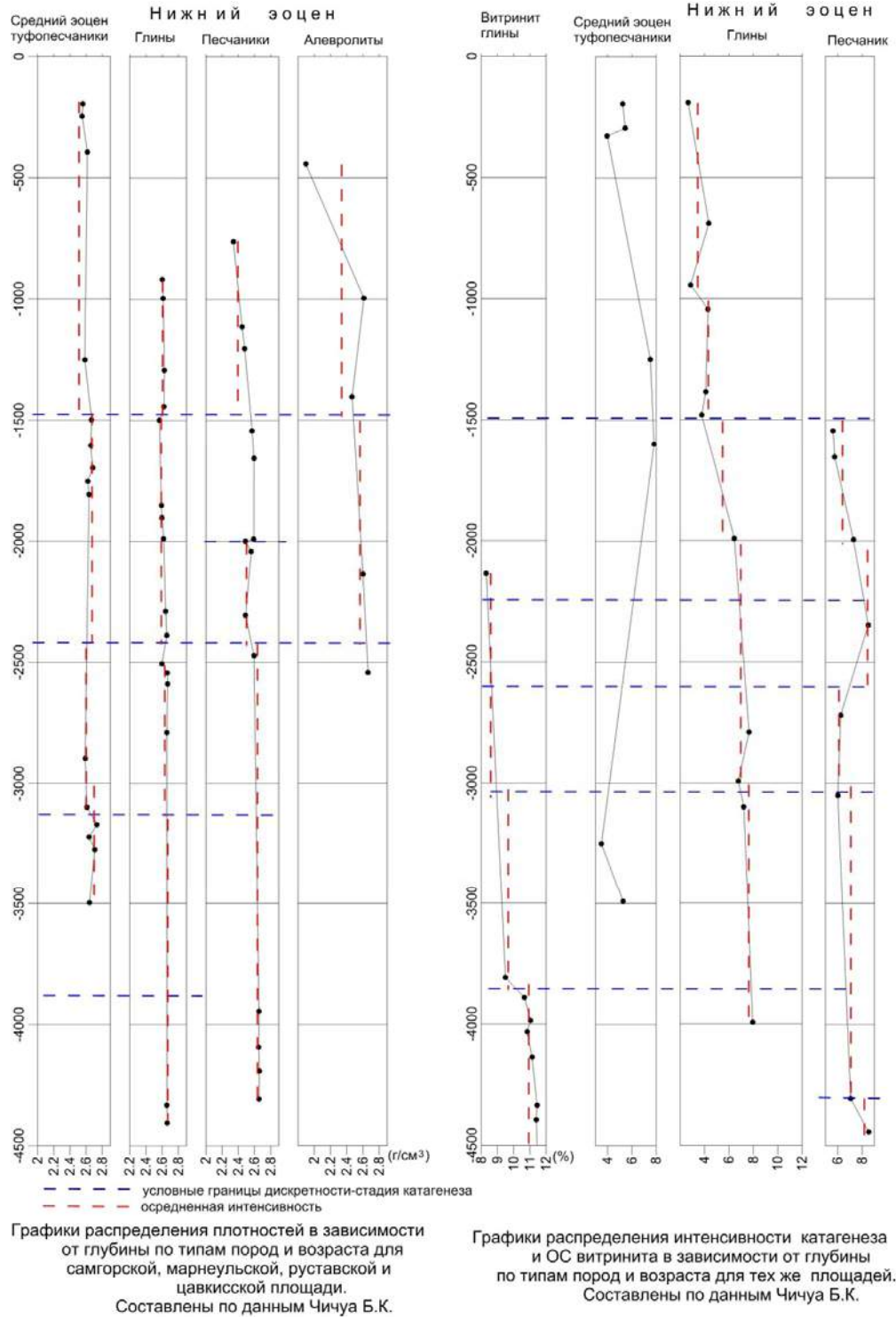


Рис. 3.5.4. и 3.5.5.

вертикальные линии на каждом дискретном интервале, указывающие на числовое значение катагенеза. Они должны быть также сопоставлены со шкалой границ постадийного изменения пород, установленную отражательной способностью витринита. Для этого было выполнено аналогичное преобразование графиков ОС витринита и интенсивности катагенеза (рис. 3.5.5). Здесь мы имеем картину аналогичную той, что имеет место на границах плотностей тех же пород. Недостатком является малое количество измерений (редкий и неравномерный шаг отбора керн), низкий градиент изменения процентного отношения ОС витринита и слабая дискретность этого параметра при переходе из одной ступени в другую интенсивности катагенеза, из-за чего здесь

также затруднено объективное разбиение графиков по стадийности. Самым четким и надежным методом разделения является разделение способом ОС витринита.

При разбиении графиков ОС витринита использовались графики глин и песчаников. Туфопесчаники для этого оказались непригодными, поскольку у них в отличие от других пород изменение интенсивности с глубиной происходит незакономерно. Следует отметить, что при использовании псаммитового состава пород, не говоря уже о вулканогенных и вулканитах, для диагностики интенсивности катагенеза можно ожидать отрицательных результатов.

На рисунке 3.5.4-б графики по вертикали, главным образом, разбиты на четыре части 0-250 м, 250-1500 м, 1500-3000 м и ниже 4000-4500 м. Согласно шкале таблицы 3.5.1. первая часть по интенсивности изменения относится к стадии диагенеза, вторая часть к первой и второй стадиям катагенеза, третья часть – к третьей стадии, IV стадия будет определяться на глубинах 3500-4500 м и ниже.

После такого неполного обзора систематизации фондового материала по постседиментационным изменениям в осадочных породах приходим к заключению:

1. Графики распределения плотностей, отражающей способности витринита и интенсивности катагенеза осадочных пород, составленные на основе небольшого количества эмпирических измерений, являются предварительными, требующими подтверждения большей статистикой.

2. При оценке процесса и стадийности постседиментационного литогенеза (изменений) осадочных пород того или иного региона с использованием физических параметров σ и V_p пород, в качестве образцов эксперимента должны быть выбраны породы псефитового состава - глины, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели и известняки (хемогенные), как прямо отражающие интенсивность термодинамических изменений. Хотя они и по-разному реагируют на них. Каждая из этих пород в каждой тектонической зоне требует эталонирования по отношению к катагенезу.

3. Установлено, что в различных тектонически напряженных зонах процессы литогенеза (катагенеза) проходят по-разному. Следовательно, для оценки стадийности катагенеза глубинных горизонтов эти процессы должны быть определены (изучены) по материалам глубоких скважин данной зоны.

4. Эмпирические определения плотностей (σ) и скоростей (V_p) на кернах из глубоких скважин Рионско-Куринской депрессии показывают, что эти параметры различных пород по-разному изменяются с глубиной, т.е. геотермодинамическое воздействие на различных породах различное, но весьма слабо до 4-5 км. глубин. Для более интенсивного превращения пород на этих глубинах требуются дополнительные Т.Д. источники.

5. Разбиение графиков поинтервально, по усредненным значениям плотностей и интенсивности катагенеза (рис.3.5.4 и 3.5.5) позволяет «диагностировать» интенсивность и стадийность катагенеза.

6. По имеющимся петрофизическим (σ и V_p) данным, полный цикл катагенеза возможно разделить на три части – нижнюю (прото), среднюю (мезо) и верхнюю (апо), более дробное деление пока невозможно.

7. По нашим данным максимальная глубина исследований процесса и стадийности литогенеза осадочных пород в Рионско-Куринской депрессии определяется до 4,5 км. Осадочная толща до этой глубины изменена непрерывно дискретно. В первой части физические параметры растут с низким градиентом, в зоне дискретности параметров отклонения в пределах 2-3 величины градиента. Ниже они растут почти с тем же градиентом. Таким образом, вырисовывается слабо ступенчатая линия, разделенная на три части: от поверхности до 1500 м, от 1500 до 3500 м и ниже этой глубины. Верхняя часть относится, по нашему мнению, к диагностическим условиям, второй интервал – к низкому уровню катагенеза, третий интервал, который продолжается, видимо, до 5,5 км относится к средней стадии мезокатагенеза. Ниже этой глубины, изменения в уплотнении, которые должны продолжаться в том же порядке до 6-7 км, а в некоторых субавлакогенных прогибах до 8 км, предположительно, можно относить к верхней части (АПО) высокой степени катагенеза. Изложенная закономерность выведена для межгорной депрессии, однако для восточной слабоскладчатой тектонической зоны требуются дополнительные сведения. Уровень последней стадии катагенеза во впадинах может опуститься до 9-10 км.

Распространять такую схему стадийности катагенеза на интенсивно складчато дислоцированную зону было бы неправомерно.

Основываясь, на всех вышеприведенных исследованиях физических свойств горных пород и изменениях этих свойств с глубиной залегания или геостатического давления, нами составлена ориентировочная шкала катагенеза для определения физического состояния осадочной толщи дистанционными методами геофизики (гравиметрии и сейсморазведки) для Рионско-Куринской депрессии. Она (таб. 3.5.3.) предлагается в качестве рабочего варианта, требующего уточнения и пополнения в процессе применения.

Для установления отмеченных закономерностей и использования как эталонов были подобраны глины, алевролиты, мергели и хемогенные известняки, которые являются наиболее чувствительными к геотермодинамическому воздействию.

Составил Н. Гамкрелидзе по данным Б.К. Чичуа и фондовым материалам для использования в Рионско-Куринской депрессии.

Таблица 3.5.2

ШКАЛА ЛИТОГЕНЕЗА по органическому веществу (ОВ)						ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ															
ЭТАПЫ						ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА															
						Глинист.песчаник	Алевролит-мергелит	Алевролит-известняк	Глино-песчаник	Алевролит-мергелит	Алевролит-известняк	Породы	Глубины, м	Сж 10^{-5} По							
1	2	3	4	5	6	ρ_0 г/см ³	ρ_0 г/см ³	ρ_0 г/см ³	V_p км/сек	V_p км/сек	V_p км/сек	13	14	15							
ДИАГЕНЕЗ	ПРОТО-	ТОРФ		~4.5	Диагенез рыхло-плотн.	1.2-1.4			1.4-1.6			Уплотненные супессы, суглинки, разжиженные глины	2.50	~196							
	МЕЗО-			~5.5		{1.2-1.3}			{1.3-1.5}												
	АПО-					1.5-1.7			1.7-1.9												
КАТАГЕНЕЗ	ПРОТО-	Б ₁	~0.30	6.5	Прото1 С убыв плот.	1.8-2.0	1.9-2.2	2.0-2.2	2.0-2.3 (1.9-2.2)	2.4-2.6	2.5-3.0	песчаники глины мергели	550-250	~490							
		Б ₂	0.31-0.40	6.6-7.1		Прото2 с низк плот.	2.1-2.3	2.3-2.5		2.3-2.4	2.7-3.0				3.0-3.5	Песчаники глины алевролиты мергели	1500-500				
		Б ₃	0.41-0.55	7.2-7.4	Мезо 1 слабой плот.		2.4-2.5	2.5-2.6	2.5-2.55	2.5-3.0 (2.5-3.0)		3.3-3.8	3.5-4.5	Песчаники глины алевролиты мергели известняки	3000-1500			~490			
	МЕЗО-	Д	0.56-0.70	7.5-8.0	Мезо 2 Средн. плот.	2.5-2.6	2.65-2.7	2.65-2.7	3.0-4.0 (3.0-4.0)	4.0-4.4	4.5-5.0	Песчаники алевролиты аргилиты известняки	4500-3000			~1180					
		Г	0.71-0.97	8.1-8.7		Апо 1 Повыш. плот.	2.5-2.6	2.7-2.77						2.72-2.75	3.5-4.5 (3.5-4.0)		4.6-4.8	5.0-5.2	Аргилиты Известняки Глин.сланцы	600-400	~1570
		Ж	0.98-1.30	8.8-9.4	Апо 2 Высок. плот.		2.6-2.7 2.5-2.6	2.72-2.75	2.75-2.80	5.2-5.5 5.6-5.8	5.0-5.2	5.0-5.2	Аспидн.сланцы, Филлиты Мрамориз. известняки	800-600		~1960					
	К ОС	1.31-2.0	9.5-11.0	Мезо 3 плот.		2.6-2.7 2.5-2.6	2.72-2.75	2.75-2.80	5.2-5.5 5.6-5.8						5.0-5.2		5.0-5.2	Аспидн.сланцы, Филлиты Мрамориз. известняки	800-600	~1960	
	АПО-	Т	2.01-3.0	11.1-12.5	Мета Плот.	2.7-2.75 (2.7-2.8)	2.75-2.8	2.8-2.83		4.5-5.5 (4.0-5.0)	5.8-6.0	6.0-6.3	семейство кристаллич. сланцев мраморы ортогнейсы			~1960					
		ПА	3.01-4.00	12.6-14.0		Мета Плот.	2.7-2.75 (2.7-2.8)	2.75-2.8	2.8-2.83						4.5-5.5 (4.0-5.0)		5.8-6.0	6.0-6.3	семейство кристаллич. сланцев мраморы ортогнейсы		~1960
		А ₁₊₂	4.01-5.20	14.1-15.0			Мета Плот.	2.7-2.75 (2.7-2.8)	2.75-2.8												
МЕТАГЕНЕЗ (региональный метаморфизм)	Фашии средних давлений	Зелено-сланцевая	ПРОТОП М	А ₃₊₄	5.21-6.0	15.1-16.0		Мета Плот.	2.7-2.75 (2.7-2.8)	2.75-2.8	2.8-2.83	4.5-5.5 (4.0-5.0)	5.8-6.0	6.0-6.3	семейство кристаллич. сланцев мраморы ортогнейсы		~1960				
			А ₅₊₆	6.01-8	16.1-18.0																
		Г(С)	8.01-9.8	18.1-21.0																	
Эпидот-амфиболовая литовая	МЕЗО-ММ	ГР ₂	9.81-11.5	21.1-23	Мета Плот.	2.7-2.75 (2.7-2.8)	2.75-2.8	2.8-2.83	4.5-5.5 (4.0-5.0)	5.8-6.0	6.0-6.3	семейство кристаллич. сланцев мраморы ортогнейсы		~1960							
	ГР ₃	11.5-14.0	23.1-20.0																		

Шкала постседиментационного уплотнения (σ) и возрастания скоростного параметра (V_p) пород в связи с их стадийностью катагенез - метаморфизма (рабочий вариант)

Таблица 3.5.3

№ град.	Степень изменения	Характеристика пород по петрофизическим свойствам	Плотность $\rho/\text{г/см}^3$	Скорость $V_p/\text{м/с}$	Скорость $V_{sm}/\text{с}$	Стадии катагенез-метаморфических изменений	Породы, характерные для данной стадии
I	Диagenез	Первая ступень	1,70-1,90	800-1500	650-1200	Ранняя стадия катагенеза ДТ	Илы, супеси, суглинки травертин, торф
II	Прото-катагенез ПК	Вторая ступень	2,00-2,20	1500-2200	1150-1700	Ранняя стадия катагенеза ПК ₂	Глины, глинистые песчаники, глины гипсонос
III		Третья ступень	2,20-2,35	2200-3000	1740-2300	Поздняя стадия катагенеза ПК ₃	Глины, песчаники, алевролиты, мергели
IV	Мезо-катагенез МК	Первая ступень	2,35-2,50	3000-3500	2200-2700	Ранняя стадия катагенеза МК ₁	Алевролиты, песчаники рыхловатые известняки
V		Вторая ступень	2,50-2,65	3500-4000	2550-3100	Средняя стадия катагенеза МК ₂	Плотные песчаники, аргиллиты, уплотненные известняки
VI		Третья ступень	2,65-2,75	4000-4500	3000-3500	Поздняя стадия катагенеза МК ₃	Плотные известняки, доломиты, глинистые сланцы
VII	Прото-метагенез	Первая ступень	2,75-2,85	4500-5000	3200-3900	Ранняя стадия метаморфизма ПМ	Аспидные сланцы, зеленые сланцы, филлиты*
VIII	Мезо-метагенез	Вторая ступень	2,85-2,95	5800-6200	3700-4700	Средняя стадия метаморфизма ММ	Кристаллические сланцы, мраморы, ортогнейсы,*
IX	Апо-метагенез	Третья ступень	2,95-3,05	6300-7200	4500-5550	Поздняя стадия метаморфизма АМ	Пироксениты, гранаты, дуниты, эклогиты*

4. К составлению скоростной модели земной коры Грузии по сейсмотомографии

В последнее время весьма широко стал применяться метод сейсмотомографии. Он вошел в применение во всех разделах сейсмологии и сейсморазведки. Делаются попытки применения томографии для интерпретации потенциальных полей. Все это, естественно, из-за того, что требуется более достоверная и детальная информация о глубинных телах и процессах, протекающих в недрах Земли. Существующие методы интерпретации не удовлетворяют возросшим требованиям, нуждаются в усовершенствовании и восполнении методами с более высокими разрешающими способностями.

Применение таких методов в сложных геологических условиях особенно важно, так как для расшифровки такой сложной геологической среды, как Кавказ - Грузия, требуется более детальная и достоверная геофизическая информация. Несмотря на вековую историю изучения, ни геологические и ни геофизические данные о глубинных процессах и строении однозначно не дешифруются, выдвигаются различные взаимоисключающие концепции по многим кардинальным вопросам научного и прикладного характера.

Тематикой национального гранта предусматривались очень сложные и ответственные задачи, требующие для решения их использования комплекса геофизических методов и, разумеется, максимальных возможностей их интерпретации. С учетом сказанного, было решено применить метод сейсмической томографии с целью интерпретации сейсмологических и сейсмометрических материалов.

Математической основой лучевой сейсмотомографии является закон, сформулированный Радоном в 1917 году, который гласит, что любая непрерывная двумерная функция может быть восстановлена по ее одномерным проекциям, если число этих проекций бесконечно.

Проекции представляют собой некоторые функционалы физических характеристик среды исследований. В сейсмической томографии характеристиками обычно являются скорости сейсмических волн, поглощающие свойства среды, а проекции - это либо времена пробега, либо данные о затухании волн за счет неупругого поглощения, получаемые из наблюдений.

Рассмотрим принцип решения задачи сейсмотомографии. Параметры сейсмических волн (время прохождения, амплитуда волны), прошедших через среду, содержат информацию об этой среде. В частности, время прохождения луча по той или иной траектории равно сумме времен прохождения через элементарные интервалы (ΔS) вдоль этого луча. Если элементарные отрезки равны по длине, то время прохождения луча будет равно:

$$t = \sum_i \frac{1}{V_i} \Delta S, \quad (2.1)$$

где V_i - скорость сейсмической волны вдоль луча.

Однако $V(r)$ функцию сферической модели Земли Джеффриса и Буленна возможно предсказать

времена пробега с высокой точностью – 0,005%. Если длины отрезков сделать бесконечно малыми, то время распространения по i -му лучу будет равно:

$$t_i = \int_{L_i} \frac{1}{V(r)} dS, \quad (2.2)$$

где $\frac{1}{V(r)}$ - медленность распространения волны на расстоянии r от начала L_i - го луча

вдоль этого луча. Задержка времени определяется формулой

$$\Delta T_i = T_i - T_i^o = \int_{S_i} \frac{dS}{V} - \int_{S_i^o} \frac{dS}{V_o} = \int_{S_i^o} \left(\frac{1}{V} - \frac{1}{V_o} \right) dS = - \int_{S_i^o} \left(\frac{\Delta V(r_i)}{V_o(r)} \right) dS, \text{ где } \Delta V = V - V_o$$

Для решения томографической задачи данное выражение удобнее записывать в форме интеграла по пространственной области Ω :

$$t_i = \int_{\Omega} G_i(r) \frac{1}{V(r)} dr,$$

где $G_i(r)$ сингулярно на луче L_i и равно нулю во всей остальной части области.

Приведенные формулы являются основными при решении обратных задач томографии.

В современной практике решения томографических задач успешное применение нашли методы улучшения заданного начального приближения. Суть заключается в следующем: выбирается опорная модель, как начальное приближение, и далее производится расчет нескольких последовательных итераций, когда улучшенная модель после предыдущих итераций используется как опорная на следующей.

Одним из важных методических вопросов при проведении итерационной томографической обработки является критерий останова, поскольку излишние итерации приводят к ухудшению качества получаемого решения. Основным показателем необходимости продолжения итерационного процесса является соотношение между текущей среднеквадратичной невязкой времен пробега и погрешностью измерения первых вступлений. Если обе эти величины становятся примерно одного порядка, то некоторая случайная величина ошибки исходных данных будет интерпретироваться как регулярная невязка между теоретическими и наблюдаемыми временами пробега, что, в свою очередь, как правило, приводит к появлению хаотически расположенных ложных мелкомасштабных аномалий.

Надежность получаемого при сейсмотомографии решения данным методом во многом зависит от корректности модели первого приближения. На практике очень часто в качестве первого приближения выбирается результат решения обратной томографической задачи для случая однородной среды, рассчитанной по средней для данного разреза скорости упругих волн.

Сейсмологический материал был обработан Новосибирским геофизическим институтом по программе Local Tomography Software, LOTOS-09. Алгоритм томографии, ЛОТОС-09 (локальное томографическое программное обеспечение) предназначено для одновременного обращения для P и S скоростей структур и координат источников. Данные (данные времени пробега P и S волн за период 1964-2007г.г.) региональной томографической инверсии по Кавказскому региону и прилегающим территориям Черноморско-Каспийского региона были взяты из каталога Международного Сейсмического Центра – ISC.

Для томографии использовалось следующее строение земной коры исследуемого региона:

Глубина	Vp	Vs	
0.000	4.53	2.78	скорость в осадочном слое
6.000	5.70	3.35	скорость в гранитном слое
25.000	6.43	3.70	скорость в базальтовом слое
44.000	7.98	4.70	скорость на поверхности Мохо

Это было принято за априорную референт-скоростную модель.

Для изучения глубинного строения региона мы использовали более дробную модель и только скорости продольных волн:

Таблица 4.1.

Мощность скоростного слоя км	Скорость Vp км/с
0-5	4,25
5-15	5,5
15-25	6,2
25-35	7,0
35-45	7,7
45-50	8,2
50-55	8,2

На этих, граничных по плоскости глубинах получено распределение в относительных референтных измерениях (%) числа, которые переводятся в скоростные значения (рис.4.2., 4.3.). Составить скоростную модель разреза по всей мощности территории по этим данным не корректно. На границах перехода скоростной модели получается дискретная картина и слишком

большая неувязка по площади и интенсивности скоростей на переходах дискретной границы. Эту задачу следовало выполнить программным обеспечением.

Что касается горизонтального распределения скоростей по референтной плоскости, то оно имеет смысл и геологическую эффективность, если проходит в однородном, хотя бы по возрасту,

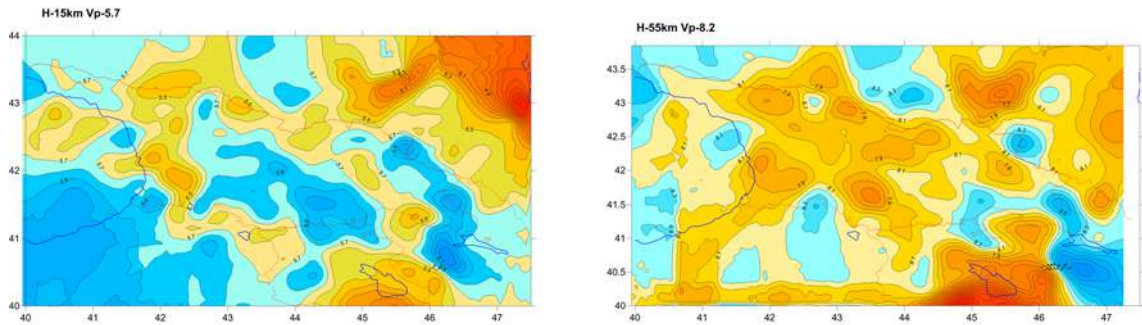


Рис. 4.2. Распределение скоростей V_p относительно референтного распределения скоростей в % на глубине 15 км и 55 км

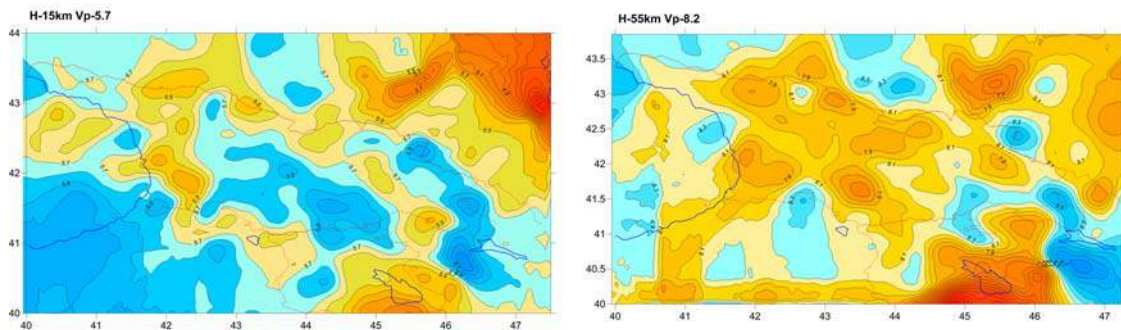


Рис. 4.3. Распределение скоростей V_p относительно референтного распределения скоростей в км/с на глубине 15 км и 55 км

слое, а не в гетерогенном литолого-петрофизическом составе и в различных по сечению стратиграфических горизонтах.

Дело в том, что в таких интенсивных складчатых областях, как Кавказ - Грузия, горизонтальные плоскости на любом уровне сечений до глубины 12-15 км могут пересекать совершенно различные стратиграфические подразделения – системы, отделы, ярусы.

В этих сечениях могут встречаться породы и формации с различной скоростной параметризацией от неогеновых до древнего возраста. Трудно в таком случае определить с чем связано изменение скоростного параметра по латерали. Поэтому, при решении геологических задач методом сейсмотомографии данных землетрясений следует иметь весьма достоверные геологические карты и разрезы по тем разрезам и плоскостям, по которым изучается распространение скоростей. Или по этим направлениям должны иметься карты и разрезы геофизического содержания с геологическим «дешифрованием» (интерпретацией) для сопоставления всех этих данных. В отдельных случаях, при хорошей петрофизической изученности территории и наличии зависимости сейсмических скоростей от пород и руд, их минералогического состава и геостатического давления в виде таблиц и графиков можно обосновать результаты томографической обработки данных сейсмологии. В ином случае оно будет маловероятным. По этим рисункам, не имея литолого-стратиграфического разреза, нельзя прогнозировать причины латерального изменения скоростей.

На больших глубинах, где предполагается, что плоскости латеральных распределений скорости проходят в однородных геологических условиях, логические выводы по существу изменения скоростей в какой-то мере правомерны, как и то, что все объяснения будут основываться на гипотетических представлениях.

Если бы была уверенность в том, что 55 километровый уровень скоростной плоскости проходит в верхах верхней мантии, тогда о характере состояния однородности или неоднородности этой среды можно было говорить по распределению скоростного параметра V_p (рис. 4.3), но не более того.

Без вертикальных разрезов (рис.4.5.) распределения скоростных параметров и геолого-геофизического разреза по тому же направлению, геологическое прогнозирование будет мало достоверным.

Такие результаты вряд ли удовлетворяют современным требованиям.

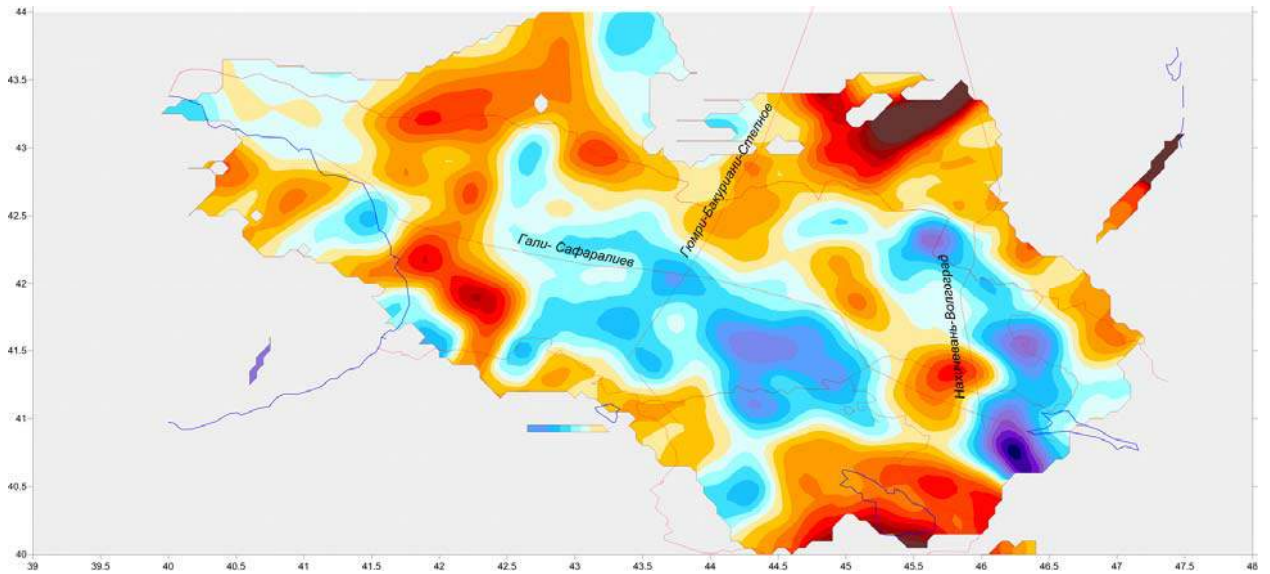
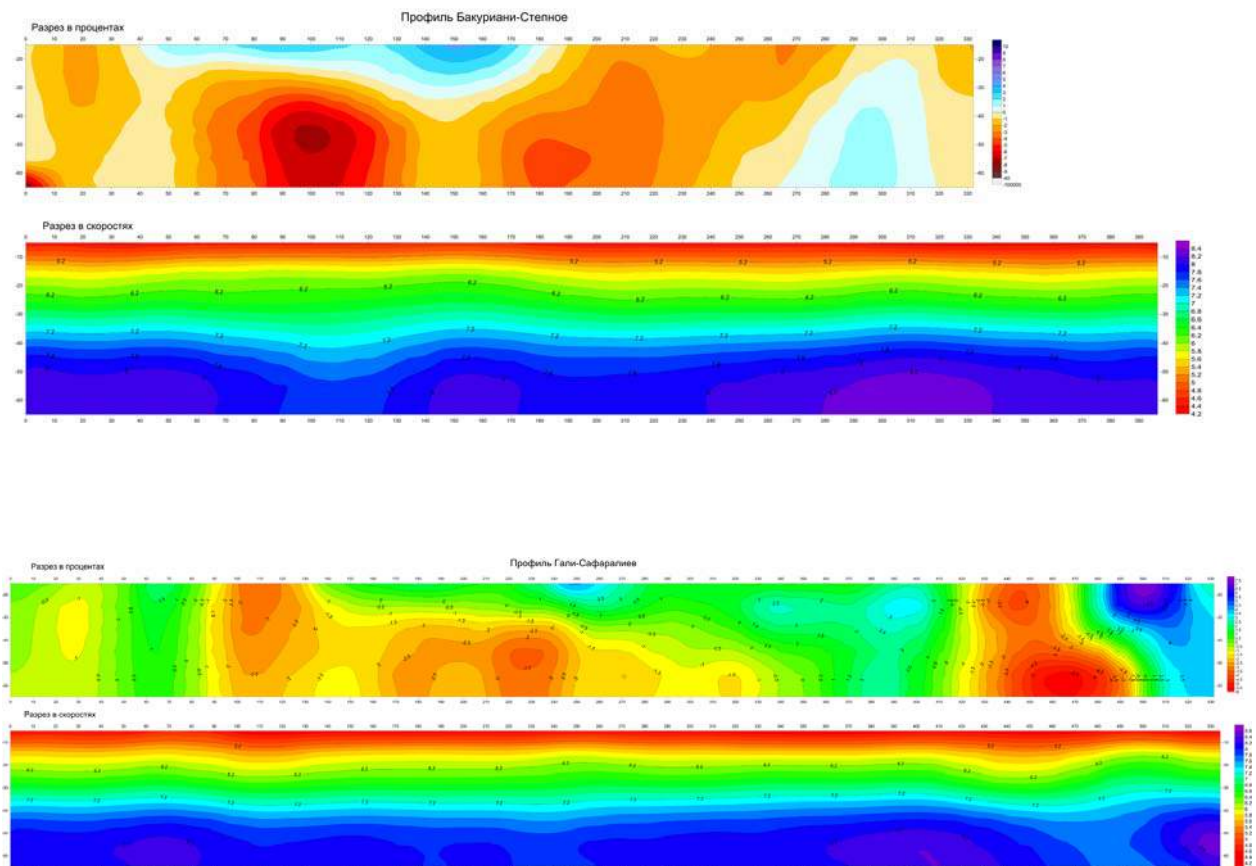


Рис. 4.4. Расположение профилей ГСЗ (Бакуриани-Степное, Гали-Сафаралиев и Нахичевань-Волгоград) на сейсотомографическом фоне землетрясений



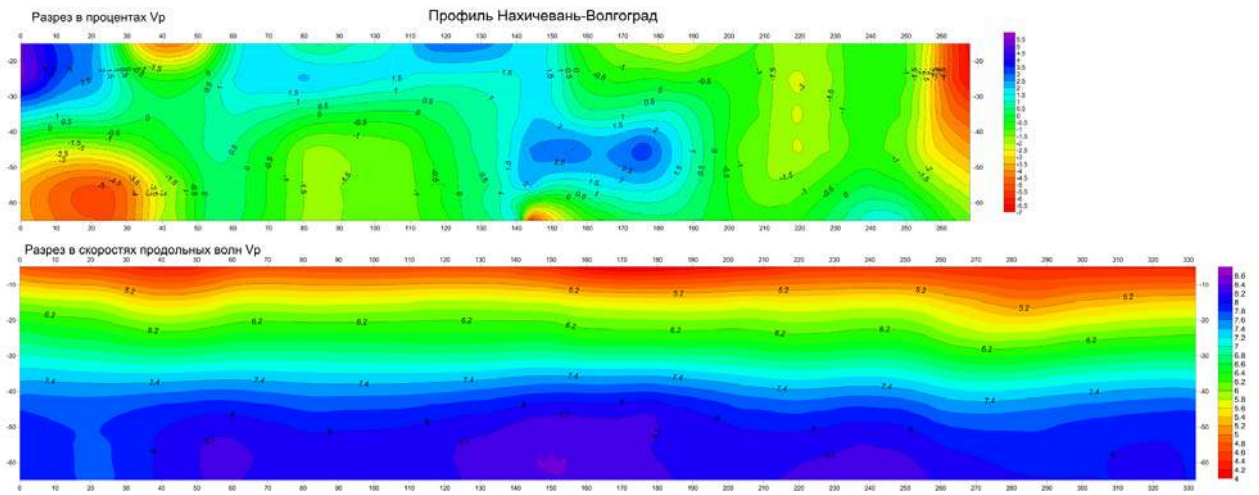


Рис.4.5. Вертикальные разрезы сейсмотомографии данных землетрясений в процентах и скоростях V_p относительно референтной модели по профилям ГСЗ

На основании данных, изображенных на рисунке 4.2, 4.3. и 4.5., показывающих результаты инверсии реальных данных Р-аномалий для глубин 15 и 55км (всего было 5 итераций), несмотря на сложную картину, можно сделать некоторые выводы о взаимосвязи этих аномалий с геологическим строением Кавказского региона:

1. На всех пяти итерациях для глубин 15 и 55км достаточно четко отмечается совпадение низких аномалий со складчато-разломными горными сооружениями Большого Кавказа (Кавкасиони) и Малого Кавказа (Малый Кавкасиони), а также связь высоких аномалий с Закавказскими межгорными впадинами (форландами).

2. Как в случае Большого Кавказа, так и Малого Кавказа наименьшими аномалиями характеризуются области неоген-четвертичного вулканизма: Эльбрус-Чегем-Кели-Казбегский пояс на Большом Кавказе и Джавахети-Армянское нагорье на Малом Кавказе.

3. Судя по данным, изображенным на рис.4.5., такие же взаимоотношения сохраняются и для глубины 60 км.

Для обработки материалов КМПВ и ГСЗ методом томографии были использованы программы: XTomoLM-2, GeoGiga, Seisimager.

Сейсмические эксперименты являются слишком «односторонними», чтобы приводить к корректным математическим задачам. Чтобы сделать эти задачи определенными требуется информация, дополняющая экспериментальные данные. Она включает геологические сведения, данные предшествующих и смежных исследований и др. Для некоторых важных сейсмических наблюдений решение обратной задачи допускает более или менее высокий уровень автоматизации. Обратные задачи решаются на разном уровне математической строгости. Обратная задача сейсмической томографии допускает сведение к корректной математической задаче при условии, что дополнительная информация представлена в виде начального распределения скорости. Алгоритмы восстановления горизонтов включают эмпирические моменты, как и миграция сейсмических записей. Программные обеспечения всегда обеспечивают возможность подбора или коррекции модели методом проб и ошибок с использованием априорной информации. Этот универсальный подход используется и в томографии на этапе подбора начального приближения.

Задача сейсмической томографии: пусть область с распределением скорости $V_0(x,z) + \Delta V(x,z)$ просвечивается лучами, порожденными данной системой наблюдения, и в ходе эксперимента фиксируются времена пробега волны. Требуется подобрать приращение $\Delta V(x,z)$ так, чтобы обеспечить наилучшее согласование расчетных и теоретических времен пробега. В программных обеспечениях эта задача решается регуляризованным методом наименьших квадратов, в пользовательском интерфейсе он именуется Regularized Least Squares Method.

Годографы преломленных волн, профилей КМПВ и ГСЗ, вводятся в программы в виде цифровых таблиц, при этом добавляются априорные геологические данные модели: глубина, минимальные и максимальные средние скорости среды. Количество итераций выбиралось такое, при котором теоретическая модель методом наименьших квадратов приближается к практической.

Невязка в среднем составляет 30-80 мсек. Полученные фациальные скоростные разрезы дают качественный анализ той геологической обстановки с какого профиля они были получены, при сопоставлении с геологической картой территории Грузии 1:500 000 масштаба, авторов Г.Е. Гуджабидзе и И.П.Гамкрелидзе. Условный количественный анализ можно провести, подкрепляя полученные данные материалами скважин и скважинной геофизики, если конечно такая имеется по данной площади. По всем трем программным обеспечениям полученные томографические разрезы индетичны, не считая некоторых мелких различий, которые обусловлены видимо алгоритмами, заложенными в программы. Используя три программы для обработки профилей, мы хотели убедиться в качестве материала, который брался с бумагоносителя. Как оказалось собранный материал является вполне информативным и качественным.

Рассмотрим этот по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). На территории Грузии проходят 3 профиля ГСЗ (рис.4.4).

Профиль Бакуриани-Степное (в литературе известен как Степное-Бакуриани)* проходит от Гумри (Ленинакан) Армения через Бакуриани-Цхинвали-Рокский перевал-Степное (рис. 4.4.).

Томография этого профиля выполнена двумя программами «Geogiga» и «XТomoLM-2» (рис.4.5). По этому профилю составлен также разрез распределения V_p параметра в % и V_p по данным землетрясений (рис.4.5). Программа Seisimager материалы метода ГСЗ глубинного сейсмического зондирования, глубинность которого составляет порядка 50 км, не дает возможности обработать, т.к. есть ограничение по глубине. Программа Seisimager обрабатывает до глубин 12-25 км.

Томографическая картина профиля Бакуриани-Степное довольно пестро закрашена, что означает, что скорости сейсмических волн изменяются (2.0-8.2км/с) в широких пределах. Осадочный слой представлен с преобладанием ярких цветов т.е. пониженных скоростей. Эти слои в депрессиях и на Малом Кавказе залегают полого-складчато. На Большом Кавказе с юга и с севера низкоскоростные слои выклиниваются и вместо них обнажаются глубокие горизонты с повышенной скоростью и заметно интенсивной, но сглаженной складчатостью и небольшой, по сравнению с депрессиями, мощностью. Такой расклад осадочного слоя в региональном плане согласуется с геологией. Аналогичная картина наблюдается по профилю Нахичевань-Волгоград (рис.4.7.). Все это приводится здесь в доказательство того, что допустима правомерность применения томографии для исследования глубинных горизонтов в интенсивно складчатых условиях Кавказа. На основании такого допущения можно полагать, что распределение томографических скоростей на глубине отражает геологическую среду. Следовательно пестрота расцветок (скоростей) и их различные формы надо полагать соответствуют неоднородному составу геологических тел. Вместе с тем, эти тела не обладают гладкими формами – довольно изрезаны и шероховаты по краям, опускаются глубоко или являются глухими включениями в относительно низкоскоростные тела, в подошвенную - «базальтовую» части или наоборот. Таким скоростным «провалам» и поднятиям соответствуют прогибы и поднятия на поверхности. Например, с юга по профилю наблюдается чередование Ахалкалакского плато-депрессии, Аджара-Триалетского поднятия, Картлийской депрессии, поднятия Большого Кавказа, Предкавказского прогиба и т.д.

Томография того же профиля «XТomoLM» в общих чертах повторяет конфигурацию горизонтов разреза, только более гладкая и менее детальна (рис. 4.7).

Разрез по «GeoGiga» представляет расклад геометрии границ скоростной неоднородности по всей глубине до Мохо без детального разделения по этим признакам (программой выделяются те границы, где непрерывность параметра резко нарушается, хотя томографическая картина дает детальное расчленение разреза. На рисунке 4.7 второй сверху.

По первому разрезу земная кора делится на 3 слоя. Первый слой со скоростью 3,5 км/с в части Армянского вулканического нагорья прослеживается мощностью около 6 км. На Джавахетско-Ахалкалакском нагорье эта мощность уменьшена до 3,2 км., на Рикотском перевале, где на поверхность выступают породы карбонатного флиша, мощность этого слоя равна 1,8 км, в Предкавказской депрессии она увеличивается до 4,5 км, а к подступам г.Степное равна 0,8 км.

Состав этого слоя в разных частях различен. В Армянском и Джавахетском нагорьях он должен состоять, в основном, из эруптивных продуктов, в депрессии Картли – из песчано-глинистых образований, на Рокском перевале – карбонатного флиш со скоростью 4,0-4,2 км/с, в Предкавказской депрессии опять из глино-песчаников.

В отношении скоростного параметра, по простиранию горизонта особых замечаний нет, значения вполне допустимы. Мощность вызывает недоумение в части Закавказья, где наблюдается

двукратное ее превышение, особенно, в области Армянско-Джавахетского нагорья и в Аджаро-Триалетской зоне.

Второй слой со скоростью $V_p = 5,3$ км/с, должен приниматься в качестве нижнего горизонта осадочного слоя, распределение по мощности представлено таблице 4.2.

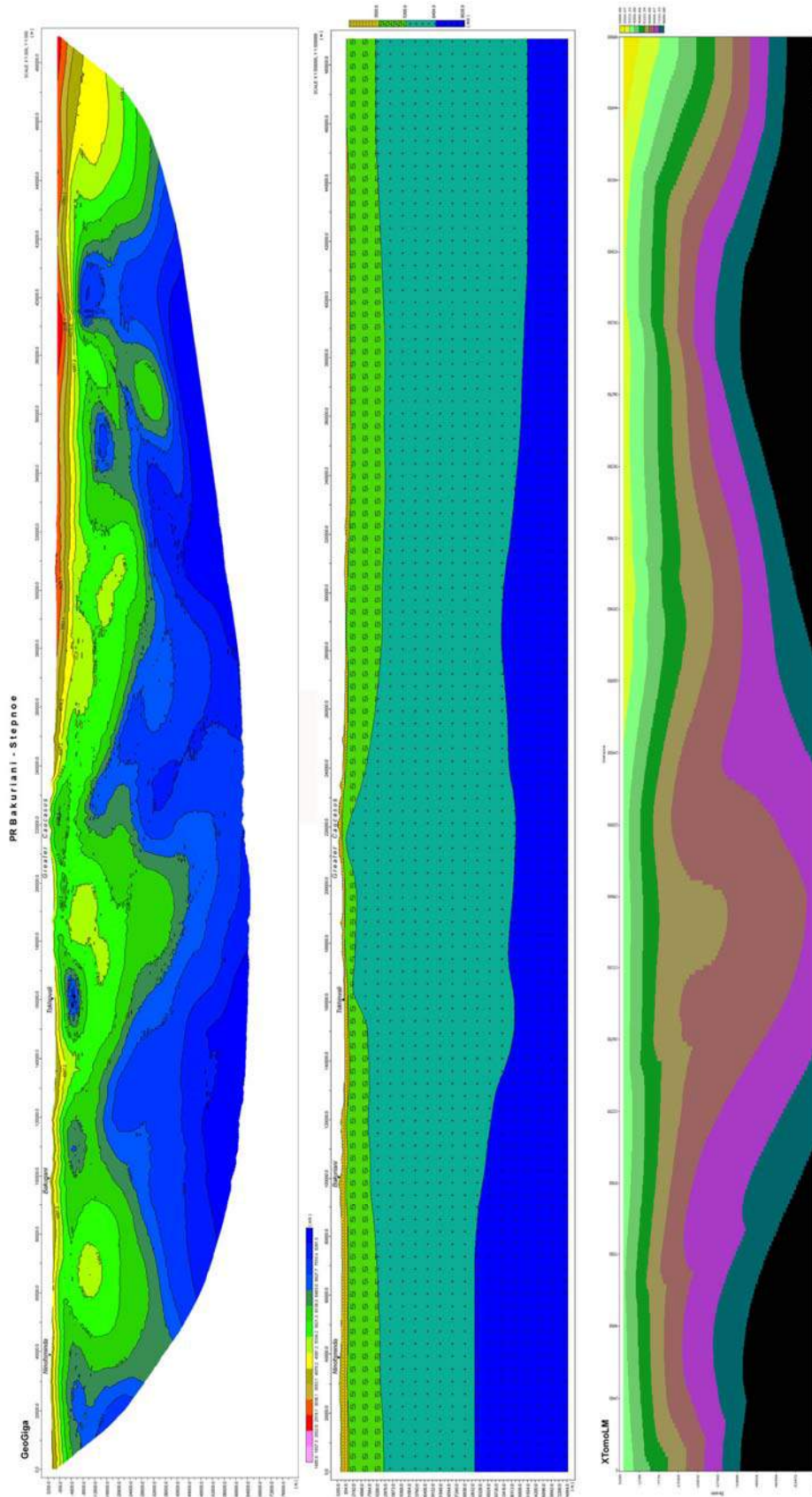


Рис.4.7.

Таблица 4.2.

№ горизонтов	Скорость км/с	Мощность Н км					
		Пункты определения параметра					
		Армянское Джавахетское нагорье	Зона Аджара-Триалети	Картли	Рокский перевал	Предкавказье	Степное
1	3,5	6,0-7,0	6,5	3,2	1,8	4,5	0,8
2	5,3	12-13	10,8	5,4	2,3	18-19	9,5
3	6,5	18-24	29-30	50	59	32-35	46
Горизонт Мохо	8,03	35-44	45,4-46,4	58	625	50	56,3

Везде, возможно, кроме Рокского перевала как видно из таблицы, все параметры увеличены, имеет место системная ошибка, но различная. Хотя И. А. Санина в статье «Сейсмическая томография, некоторые результаты» (Сб. Проблемы томографии, Москва, 1957) приводит результаты МОВЗ-ГСЗ района Спитакского землетрясения по профилям Ленинакан-Атан и Армаш-Ахалцихе, соответствующие профилю Бакуриани-Степное в части Армянско-Джавахетского нагорья (рис. 4.8.). Эти данные далеко не расходятся с приведенными в таблице, более того, граница может здесь опускаться глубже до 50-70 км.

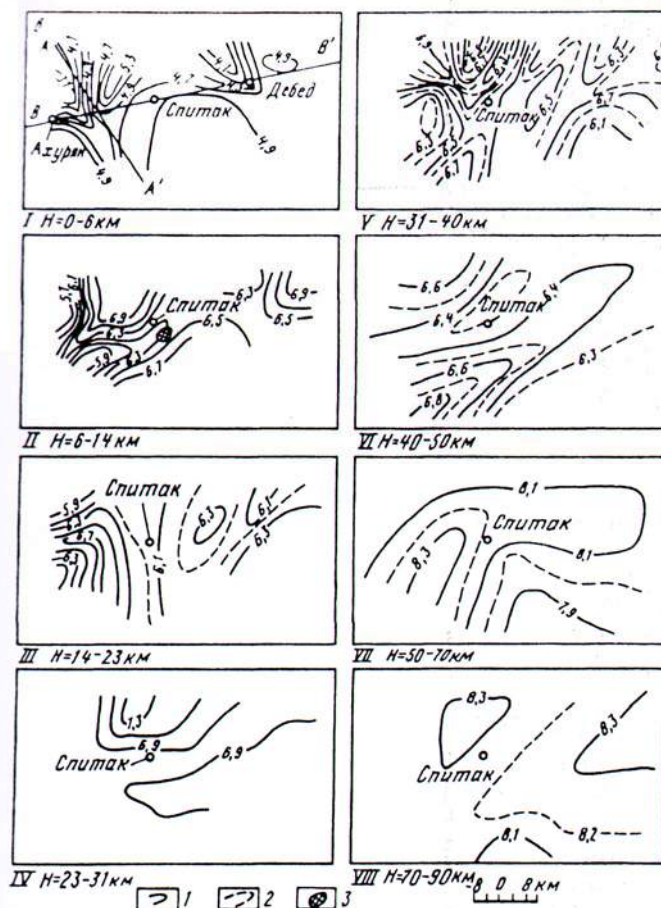


Рис. 4.8. Результаты томографии профилей МОВЗ-ГСЗ Спитакского региона

Вместе с тем, надо отметить, что на рисунке 4.7 «базальтовый» слой не выделяется, как и на сейсмическом разрезе первого исполнителя, построенном методами сейсмической геометрии [65-а].

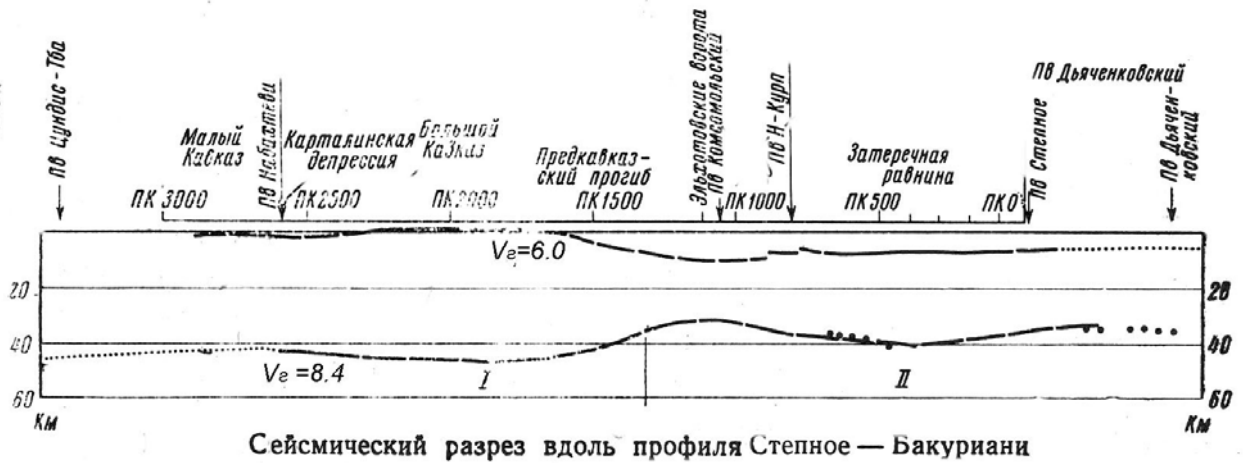


Рис. 4.9. по [65-а]

Тот же самый профиль, обработанный программой XTomoLM-2, дает иную картину по глубинам. Самая погруженная часть границы Мохо соответствует Аджаро-Триалетской зоне до 60 км, «базальтовый» слой здесь также не выделяется. В целом, поверхность Мохо колеблется в пределах 40-60 км.

На рисунке 4.11. даются результаты томографической обработки ГСЗ профиля Гали-Сафаралиев. Профиль Гали-Сафаралиев, проходящий в Рионско-Куринской депрессии от пос. Гали до пос. Сафаралиев (рис. 4.4), отработан редкой системой наблюдений, но с достаточно полезными сигналами в первых и последующих вступлениях. Томография выполнена по первым вступлениям преломленных волн. На томографии, выполненной программой GeoGiga получена очень сложная картина. Особенностью этой картины является расслоенность, сменяющаяся по скоростям в латерали на расстояниях 30-50 км, а по глубине от 2 до 12 км с высокоскоростными включениями. Получается агломерат «скоростных олистолитов», что не должно соответствовать реальному геологическому положению, поскольку профиль проходит в Рионско-Куринской депрессии, в зоне межгорного срединного массива со слабой складчатостью осадочного покрова.

На рисунке 4.10. под вышеописанным томографическим разрезом дается томография того же профиля, выполненная программой XTomoLM-2, где расцветок слоев не много. Их границы прослеживаются по всему профилю или на больших расстояниях со сглаженной морфологией, хотя местами наблюдается сбросовое опускание. Подошва разреза не ограничена полностью высокоскоростным горизонтом.

На том же рисунке дается послойный сейсмогеологический разрез с усредненной скоростной характеристикой, но со слабым градиентом на границах перехода. Разрез составлен авторами программы XTomoLM-2, приемлемое сходство с томографией наблюдается. Он также схож с сейсмогеологическим разрезом, составленным Г. Краснопевцевой на основании первичных материалов методами сейсмической геометрии (рис. 4.10.).

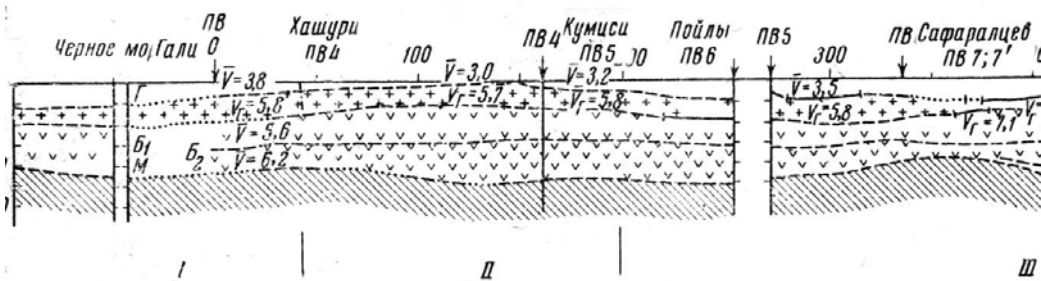


Рис. 4. Сейсмический разрез на субшнотном профиле вдоль Закавказской межгорной зоны

Рис. 4.10. по [Г.В. Краснопевцевой, «Глубинное строение Кавказа»]

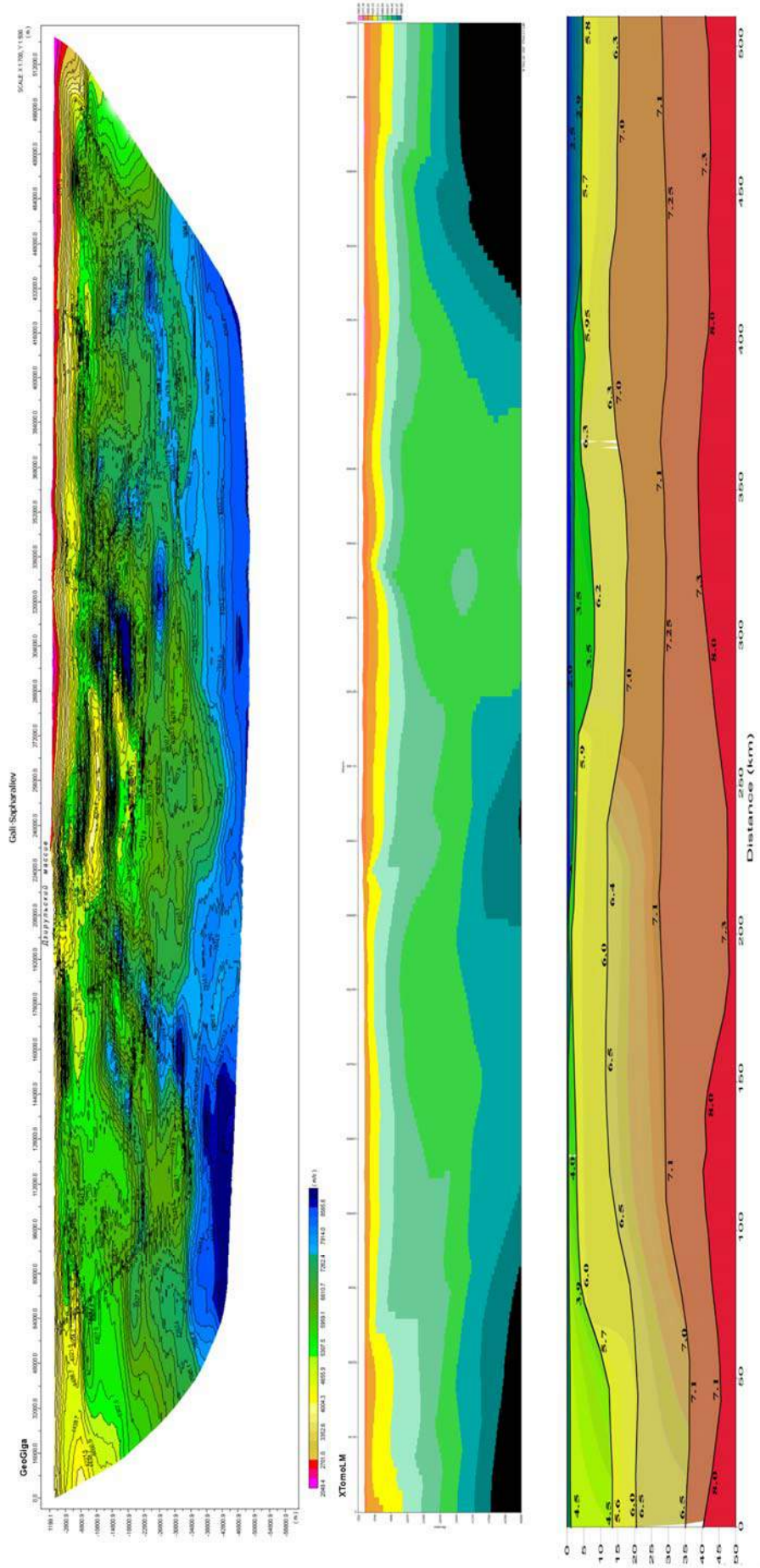


Рис. 4.11.

Если градация скоростной неоднородности разреза (третий на рис. 4.11.) будет принята приблизительно соответствующей реальной геологической обстановке, то можно составить таблицу 4.3. Приведенные геометрический разрез и томография, выполненные программным обеспечением XTomLM-2, имеют отдаленное сходство с томографией, выполненной программой GeoGiga (рис 4.11.), что возможно связано с качеством первичного материала.

Таблица 4.3.

№ гориз	Скорость в км/с	Мощность слоя Н в км										
		Пикетаж профиля в км										
		10	90	185	225	300	325	350	375	400	425	450
1	0-4,0	1,0	1,0	0,2	1,8	2,0	1,5	2,8	1,8	2,5	3,0	3,5
2	4,0-5,2	10	2,0	0,8	2,5	4,5	3,0	2,5	2,6	1,7	8,5	10,5
3	5,2-6,2	6,0	15	8,0	8,0-8,5	8	8	10,5	8,9	8,3	7,5	10,5
4	6,2-7,2	15	16	15	15	10,5	13	11	14,9	17	17	13,5
5	7,2-8,0	6,0	8,0	18	18	12	12	10	12,8	12	12,5	12,5
Гор. Мохо	8,2	38	42	42	45,3	45	37,5	36,8	40,1	41,2	41	40

Нахичевань-Волгоград (Волгоград-Нахичевань) фактически начинается в 5 км от г. Шамхор, пересекает Гаре Кахети, Алазанскую долину, Большой Кавказ через Медвежий перевал, Северный Кавказ и Волгоград (рис.4.4).

На рисунке 4.12. представлены результаты томографической обработки сейсмических данных профиля ГСЗ Нахичевань-Волгоград. Первым представлен томографический разрез, выполненный XTomLM-2, вторым, тот же самый разрез, выполненный программой GeoGiga. Они весьма сходны по общей форме, хотя второй детальнее.

По второй томографии составлен сейсмогеологический разрез, на котором кора разделена на 3 слоя. На них пленкой фрагментарно наложены низкоскоростные 1,5-2,0 км/с горизонты, вероятно, современные образования или рыхлые породы с изменчивой мощностью (таб. 4.4).

Таблица 4.4.

№ горизонта	Скорость Vp км/с	Мощность слоя Н км															
		Пикетаж профиля км															
		-70	-50	-30	-10	10	30	50	70	90	110	130	150	170	190	210	230
1	2,0-3,5	1,2	1,7	2,7	2,8	2,9	3,0	3,1	3,8	3,7	2,1	3,0	3,	2,8	28	28	27
2	3,5-5,0	10,6	12	12,5	13,5	12,6	13,9	13,8	13,8	15,0	15,	14,5	14,5	14,9	14,5	14	14
3	5,0-7,5	40,5	39,9	36,5	34,7	33,0	32,5	33,4	35,5	32,5	37,8	37,5	37,5	37,3	37,7	36,2	36
Гориз. Мохо	7,5-9,0	52,3	53,2	51,7	51	48,5	49	49,9	53,1	51	55,5	55	55	543	543	53	52,9

Второй горизонт представляется мезокайнозойскими отложениями довольно большой мощности, особенно в депрессивных частях (таб. 4.4.).

Третий слой представляется высокоскоростными кристаллическими породами, объединенными в «гранитно-базальтовый» слой, плавно изменяющийся по мощности таблица 4.4.

В таблице 4.4. приведено залегание подошвы коры, где под Кавказским хребтом наблюдается погружение подошвы на 2-3 км.

Таким образом, рассмотрев полученный материал, не только профилей ГСЗ, но и КМПВ, можно сделать выводы: первичный материал является кондиционным и может служить для дальнейшей геолого-геофизической интерпретации при решении таких задач, как исследование скоростных параметров земной коры исследуемого региона, и изучения глубинного строения. К сожалению составление реальной картины скоростной модели земной коры и глубже сейсмотомографическими методами, на нашем примере, довольно трудно, поскольку параметры определяются с некоторым преувеличением. Исходные данные сейсмометрии содержат ошибки из-за непрямолинейного расположения пунктов наблюдений и источников взрыва, а также их

малого количества, что обуславливает искажение вступлений кажущихся скоростей в горных рельефных условиях.

При использовании данных землетрясений с той же целью, возникают другие неточности: из за редких телесейсмических наблюдений априорная референтная модель составляется с допущением ориентировочно, в этих допущениях, по-видимому, заложены результативные ошибки.

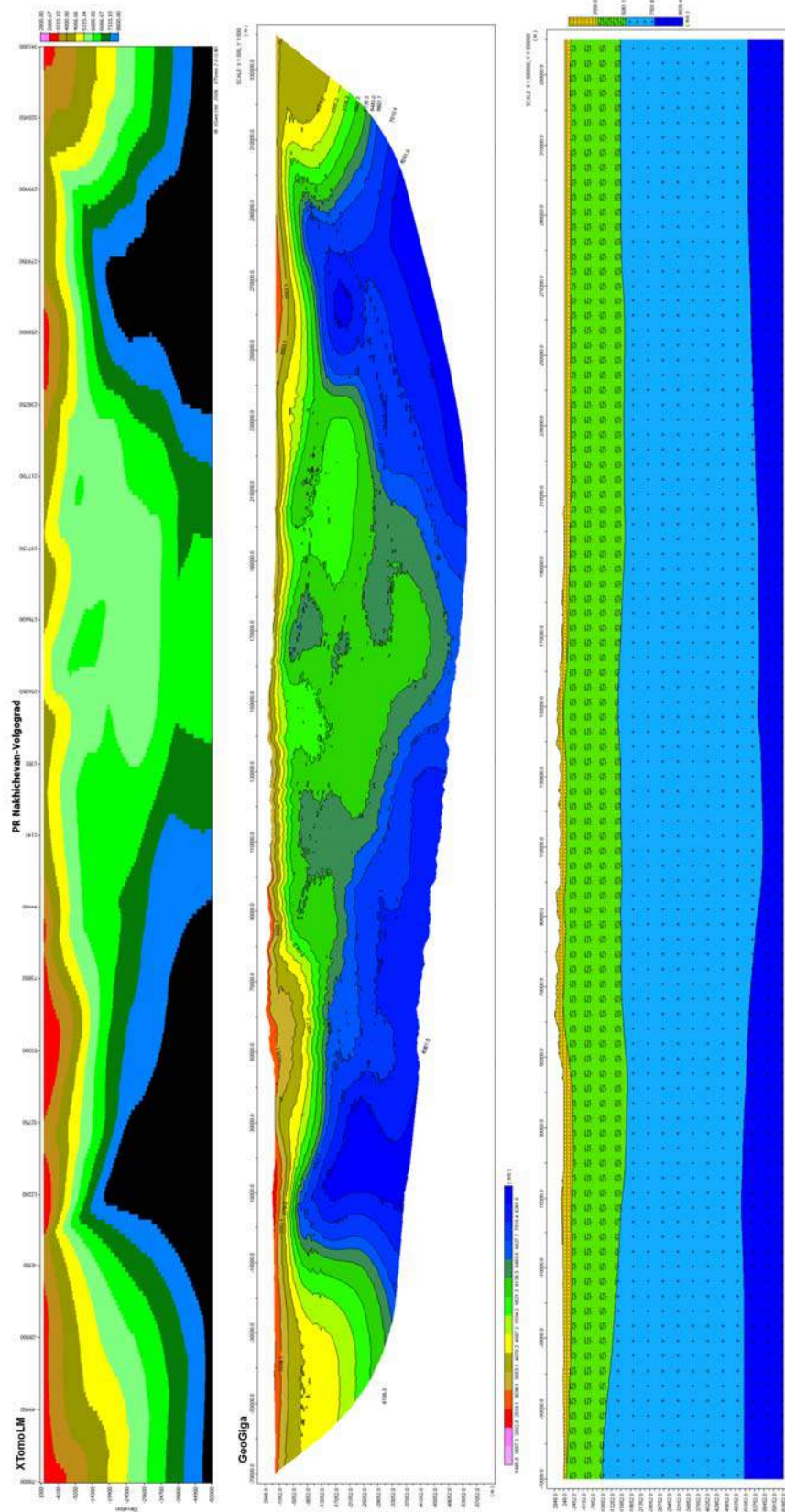


Рис.4.12.

5. Интерпретация потенциальных полей территории Грузии в связи с тектоническим районированием

В данной главе речь идет о результатах интерпретации гравимагнитных аномальных полей методами аналитического продолжения (трансформации) в верхнее пространство, считавшимися полуколичественными. Но для решения некоторых задач, как показывает наша практика, аналитические методы не только не уступают количественным методам, наоборот, оказываются порой более эффективными.

Одним из первых этапов анализа геофизических полей при решении геологических, в частности региональных, задач является их районирование. Применяемая до настоящего времени, на этапе так называемой "качественной" интерпретации, методика визуального районирования полей является источником различных субъективных выводов. Формализованное районирование с применением соответствующего программно-математического аппарата, естественно с последующей содержательной геологической расшифровкой и привязкой к реальной геологической обстановке полученного формального результата, более полно использует информацию, заключенную в геофизических полях. Трансформации являются наиболее распространенными способами преобразования и формального разделения полей и сводятся к фильтрации наблюденного поля с целью выделения полезной информации и подавления помех. Для районирования магнитного поля нами использованы два способа - а именно, способ сглаживания полей и аналитического продолжения вверх на высоту 6 км. Сглаживание применяется для подавления помех, связанных со случайными погрешностями и влиянием неоднородностей верхней части изучаемого разреза. Аналитическое продолжение вверх дает возможность сгладить помехи, подавить локальные аномалии и выделить региональные. Теоретической основой аналитического продолжения является интеграл Пуассона, представляющий собой решение внешней задачи Дирихле для плоскости:

$$U(x, y, z) = \frac{z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(\zeta, \eta, 0) d\zeta d\eta}{[(\zeta - x)^2 + (\eta - y)^2 + z^2]^{\frac{3}{2}}}$$

Трансформации магнитного и гравиметрического полей были осуществлены с помощью ПО Oasis montaj.

Соответственно, остаточное поле, получаемое после вычитания пересчитанной аномалии на 6 км (в нашем случае, она оказалась наиболее информативной) из наблюденной, будет отражать преимущественно локальные аномалии. Магнитная аномалия, какого знака бы она не была, обусловлена избытком или дефицитом намагниченности горных пород. Все это следствие минерального накопления - полезных ископаемых - находящихся под ею оконтуренной площадью у поверхности земли с небольшим отклонением в сторону от ее осевой части, что определяется интуитивно (умозрительно) на основании изучения геолого-геофизической обстановки (распространения лито-петрографического состава пород и их петрофизических свойств) местности. На основе геолого-формационной карты была составлена карта магнито-тектонического расчленения (районирования) территории Грузии (прил.5.1.).

При составлении схематической карты грави- и магнито-тектонического районирования и распределения магнитоактивных вулканическо-осадочных формаций Грузии (прил.5.1., 5.2.) по АМП М 1:500 000, принимались во внимание тектоническая карта Грузии М 1:500 000, составленная под руководством и редакцией И.П.Гамкрелидзе, геолого-формационная карта Кавказа М 1:1000000, составленная Т.Гогешвили. Из этих последних карт заимствованы некоторые методические принципы и понятия во избежание дублирования и искажения геологических терминов и понятий. Поэтому общей канвой тектонических систем и зон, их названием, тектонико-формационными определениями «Карта-схема магнито-тектонического районирования» сходна с названными специализированными картами геологического содержания. Вместе с тем, со своей стороны, данная карта детализирует и уточняет контуры и формационный состав тектонических систем и зон в скрытых для непосредственных наблюдений площадях.

В нашем понимании, всякое тектоническое районирование, будь то геологическое, геофизическое или какое-нибудь иное, должно быть направлено на выделение однородных глубинных геологических тел, сходного литолого-формационного состава и тектонического строения, истории формирования и развития. И, используя различные варианты количественной и качественной интерпретации этих полей, для составления единой карты гравимагнитного районирования с приложением обосновывающих материалов.

Нам представляется, что составить такую единую тектоническую карту современными техническими средствами не только возможно, но и необходимо, хотя это и потребует много времени. В связи с отсутствием такового, мы ограничиваемся накладыванием основных гравитектонических контуров на магнито-тектонические, и обоснуем соответствующими комментариями.

Предварительно надо заметить, эти методы основываются на разной физической природе объектов и полного совпадения между ними не будет, но они дополняют и уточняют друг друга.

После установления нами связи морфологии дневной поверхности и, частично, тектоники с глубинными процессами и строением, приходим к мнению, что геолого-геоморфологические картина и строение являются результатом действия глубинных процессов, но не все последствия, такие как геоморфологические (см. гл. 6), отражаются в виде обратной связи на глубинных горизонтах. С учетом этого положения, тектонические системы являются, в нашем понимании, едиными глубинными геологическими телами, связанными с ненаблюдаемыми на поверхности глубинными разломами (рис. 6.3. 42-43 гл.6), и нашедшими отражение в структуре «тектоно-слоя» - «гранитного» (рис. 6.3. 40-41). Другие тектонические структуры, в том числе глубинные разломы, выделенные здесь и на геологических картах, могут иметь простирание в пределах осадочного чехла.

Не исключено, что особо крупные «геолого-геофизические» разломы могут опускаться в кору на единицы километров.

На «Карте-схеме»⁶ (прил.5.1.) с севера на юг в следующем порядке выделяются основные тектонические системы и зоны: I. Зона Главного хребта Б. Кавказа, II. Южный склон Б. Кавказа, зоны: II₁. Казбегско-Лагодехская, II₃. Чхалта-Лайлинская, II₂. Местиа-Тианетская, II₄. Гагрско-Джавская (Дедоплис-Цкарройская), III. Рионско-Куринская, IV. Аджара-Триалетская, V. Джавахетско-Болнисская, VI. Локская, VII. Восточно Черноморско-прибрежная.

I - Зона Главного хребта характеризуется интенсивным отрицательным Δg_a , в остаточном аномальном поле она делится на две части – западную слабой интенсивности - $\Delta g_{ост.}$ и восточную – $\pm \Delta g_{ост.}$ мозаичной формы.

II - Южный склон Б. Кавказа

II₁ - Казбегско-Лагодехская зона. Западная часть этой зоны выделяется слабым мозаичным полем $\Delta g_{ост.}$, восточная часть характеризуется разной полярности мозаичным полем $\pm \Delta g_{ост.}$ с преобладанием положительных мелких аномалий.

II₂ - Местиа-Тианетская зона прослеживается узкой полосой отрицательного АГП Δg_a , и с тем же знаком она остается в остаточном поле при трансформации.

II₃ - Чхалта-Лайлинская зона на карте-схеме гравимагнитного районирования выделяется $\Delta g_{ост.}$ своеобразной морфоструктуры с тремя небольшими минимумами и восточным удлинением «хвостом», прослеживаемым от р.Кодори до р.Риони.

II₄ - Гагрско-Джавско-Дедоплискарройская зона. В геологии она известна как Гагрско-Джавская зона, поскольку на поверхности прослежена от Гагры до Джавы. По АМП она продлена до Дедоплискарро, и далее в Агричайскую равнину до Вандама. На западе зона продолжена под молодыми, в основном, флишевыми образованиями и простирается до сочинского меридиана. Дальше она не прослеживается или замыкается, или погружается глубже. Гагрско-Джавская зона геологически выделяется своеобразным литолого-формационным составом стратиграфических горизонтов юры и нижнего мела. Геофизически, в данном случае магнитным методом, она выделяется неравномерно повышенным магнитным полем ΔT_a , в другом случае «дипольным» сочетанием положительных и отрицательных интенсивных полей, как наблюдаемых, так и трансформированных. На этих признаках основывается ее разделение на составные части.

Выделить Гагрско-Дедоплискарройскую зону II₄ на карте-схеме (рис.5.1.) по северным и южным границам не представляет проблему. Простирание зоны на север ограничивается отрицательным магнитным полем Большого Кавказского простирания. Южная граница почти по всему простиранию характеризуется повышенным градиентом ΔT_a и совпадает с флексурно-погруженной структурой в Западной Грузии, а также с разломной системой, проходящей между

⁶ Зоны главного хребта Б. Кавказа Местиа-Тианетская, Казбегско-Лагодехская, Чхалта-Лайлинская характеризуются отрицательным монотонным АМП ΔT_a и остаточным АМП, в которых эти тектонические структуры раздельно не выделяются. Мы их восполняем по гравиметрическим данным.

геологическими образованиями Южного склона и Грузинской глыбы. Эта граница одновременно считается глубинным разломом в прежнем понимании.

По простирацию зона делится на блоки, по интенсивности и характеру конфигурации различных трансформантов АМП ΔT_a на карте-схеме 5.1 – П_{4.1} – П_{4.7}.

П_{4.1} Абхазская, наиболее интенсивная аномальная область - блок характеризуется сочетанием положительного и отрицательного аномальных полей с преобладанием по интенсивности и занимаемой площади положительных аномалий над отрицательными. Вместе с тем, для зоны характерны дугообразные аномальные максимумы с интенсивными эпицентрами ΔT_a , принимаемыми нами за места выходов подводного вулканизма, дугообразная форма и высокая интенсивность положительных аномалий напоминают фронтальные островные вулканические дуги спилит-порфиритового состава. В этой части зоны немало поперечных сдвиговых смещений небольшой амплитуды.

П_{4.2} Сванетско-Лечхумская аномальная область с убывающей интенсивностью магнитного поля – тектонический блок.

Этот блок также характеризуется дугообразным раскладом аномального поля ΔT_a убывающей интенсивности с запада на восток, и распространением вулканических продуктов. В этом плане следует отметить, что в Гагрско-Дедоплищкарской зоне, особенно в западной части, часто встречаются брекчиево-подушечно-лавовые образования с характерным интенсивным магнитным полем ΔT_a , которые принимаются в качестве мест излияния вулканических продуктов основного состава. Предполагается, что в Сванетско-Лечхумском блоке в западной части, имеется Кирарский интрузив гранитоидов со своей среднемагнитной активностью, а в восточной части площади предполагается порфиритовая формация байоса, в которой должно быть немало силл и субинтрузивных тел, обуславливающих наблюдаемое магнитное поле.

П_{4.3} Рача-Осетинская аномальная область – тектонический блок. Для западной части характерна слабая отрицательная аномалия. В восточной области развиты брекчиево-подушечные лавовые образования и соответственно интенсивное аномальное магнитное поле, отвечающее мощной толще спилит-порфиритового вулканического состава.

П_{4.4} Зонкари-Тианетский аномальный участок - тектонический блок. Восточнее 3-5 км пос. Джава, зона погружается под флишем мела и прослеживается полем ΔT_a положительного знака, но настолько слабо, что выделить здесь дополнительные структурные элементы не представляется возможным.

П_{4.5} и П_{4.6} Бочорма-Телавский и Череми-Нукрианский соответственно отличаются от предыдущих блоков пониженным по интенсивности и простирацию в ширину аномальным магнитным полем с некоторым поперечным смещением. Они так и выделяются на карте-схеме (рис. 5.1.).

П_{4.7} Дедоплищкарской аномальная область - тектонический блок. Самая интенсивная монополярная аномалия в зоне достигает 600 нТа и охватывает большую площадь, погребенную минимум до 4-х км. глубины, мощностью не менее 2 км.

На карте грави-тектонического (рис.5.2.) районирования Гагрско-Джавская зона с западной границы и, немного, не доходя, до селения Джава выделяется остаточным положительным гравитационным аномальным полем. С запада до р.Кодори нулевая Δg_a оконтуривает выходы древних образований. Южная граница этой зоны на гравиметрических картах до р.Кодори с приемлемой точностью совпадает с границей, выделенной аномальным магнитным полем. Восточнее р.Кодори северная граница на магнито-тектонической карте остается севернее южной границы Чхалта-Лайлинской зоны, то есть в этой части Гагрско-Джавской зона перекрыта Чхалта-Лайлинской зоной. Восточнее р.Кодори южная граница на этих гравимагнитных картах продолжает оставаться в пределах этой точности до п.Амбролаури. Восточнее пос. Джава Гагрско-Джавская зона на обеих картах с погружением сужается, особенно, на гравиметрической карте. Вместе с тем, интенсивность остаточных полей падает, что говорит о том, что с погружением зоны происходит ее редуцирование по мощности, простирацию и, возможно, литолого-фациальному составу. В принципе, совпадение этих двух аномалий разной природы и одинаковой полярности делает более достоверным существование Гагрско-Джавской зоны на закрытых частях, с одной стороны, и устанавливает особо глубокое строение, по крайней мере, с запада до Джавы, с другой.

III. Межгорный Рионско-Куринский минимум АМП ΔT_a – Грузинская глыба.

Магнитное поле зоны малоинтенсивное, но с довольно неоднородным чередованием положительных и отрицательных участков слабой, но достаточной для определения смены формационного состава, интенсивности. В другом случае глубокий минимум обозначает

стерильность формации от примеси магматических продуктов до больших глубин. Способность магнитного поля дифференцировать осадочные образования довольно эффективна, что позволяет в этой части территории выделить характерные структурные элементы зоны.

В прибрежной части Черного моря, в подзонах III₄ и III₅, где развиты мощные меотис-понтские отложения АМП отрицательное, свойственное отсутствием магнитоактивных тел, геологической среде, и ниже меотис-понтских пород вулканических образований не предполагается. III₃ и III₈ подзоны: Киндга-Кулевская и Абаша-Цхалтубская, прилегают к Гагрско-Джавской зоне и, возможно, являются ее продолжением к югу в Колхиду, или, образно говоря, это является результатом захода «морской бухты» с Гагрско-Джавской зоны с привнесом вулканического материала.

Киндга-Кулевская аномалия обусловлена, по-видимому, диабазового типа пластовым телом трахибазальтового состава, вскрытом в скважинах «Цаишиси-4», «Квалони-8» в отложениях верхней юры. Следовательно, связь подзоны с Гагра-Джавской исключается. К западу от этой аномалии, в акватории, в нескольких десятках километров от берега наблюдается высокоинтенсивная монополярная аномалия, выступающими направленная к континенту. Предполагается, что она является признаком базификации земной коры морского дна. Не исключено, что природа Киндга-Кулевского блока и морского дна аномалий одна и та же – первая является дериватами второго.

Природа Абаша-Цхалтубской аномалии ясна. Она связана с порфиритовой серией байоса, вскрытой Самтредской скважиной. Проблема в том, что вулканические материалы – привнесенные или продукты подводного вулкана местного происхождения. Абаша-Цхалтубская аномалия изомерная, почти круглая; в сторону Гагра-Джавхетской зоны интенсивность падает до 25 нГа. Это говорит о том, что эпицентр подводного вулканизма должен находиться в центре максимума аномалии в окрестности Диди Джихаити.

III₇ – Окрибская аномалия смешанной полярности - тектонический блок

Окриба - поднятие, известно своим местным наименованием, имеет ограниченное по площади простирается в Западной Грузии. Она занимает площадь севернее Кутаиси. Западной, меньшей частью, она расположена на правой стороне р. Риони. Большая часть находится на левой стороне, северная граница доходит до Рача-Имеретинского хребта (г. Хвамли, Накарала), восточная – до подступов Дзирульского массива. Характеризуется пересеченным рельефом, развитым на пологом южном склоне названного хребта. В геологии принято, что Окрибская поднятие имеет особое геологическое строение, наблюдаемое на поверхности и на глубине преположительно.

На поверхности, преимущественно, выступают породы порфиритовой серии байосского возраста, фрагментарно бата и верхней юры, и более фронтально на южной периферии распространены породы терригенно-карбонатного состава верхнего мела. Находится в противоречивом отношении в геофизических полях с Дзирульским кристаллическим массивом. Последний характеризуется геофизическими полями меньшей интенсивности, чем окрибское поднятие, что должно иметь свое объяснение.

В восточной части Окрибы магнитном поле характеризуется дипольным обособленным от окружающей среды полем, в котором положительное выше по интенсивности, а по занимаемой площади больше отрицательное. Объяснение этому может быть различное, но наиболее вероятное - площадь с положительным остаточным АМП соответствует очагу излияния подводного вулканизма, утолщенной мощности, с меньшей примесью терригенного материала и наличием силл основного состава. Площадь с отрицательным остаточным полем ΔГа ближе к Дзирульскому массиву обладает магнитными свойствами в меньшей степени и толща байосской порфиритовой серии по мощности и формационному составу, очевидно, изменена и обуславливает инверсию аномального магнитного поля с отрицательным знаком.

III₅ и III₉ Очамчирско-Сенакская и Гагра-Аджаметская с бухтообразными заходами, с юга на север и со слабым остаточным отрицательным полем ΔГа. Подразумевается, что в этих частях порфиритовая серия байоса утоньщена и формационно изменена вулканическим составом, так что, не имея собственного магнетизма, характеризуется отрицательной индуктивной намагниченностью. Таковыми могут быть терригенно-карбонатные образования по всей мощности осадочного слоя. Эти тезы подтверждают Очамчирско-Менджские скважины в первом случае, и Свири-Мухианские скважины во втором.

В центральной полосе Колхидской депрессии от Уртинских брахиструктур почти до Дзирульского массива под молодыми образованиями предполагается свита «Мтавари» мощностью 1-2 км и несколько сот метров вблизи Дзирульского массива (прил.5.1.).

III₁₁ – Земо Картлийская аномальная область – тектоническая подзона характеризуется сложным АМП ΔТа. В северо-западной части 350 нТл, в восточной -100- 200нТл. В остаточном поле после пересчета ΔТа на высоту 6 км всей территории подзоны соответствует слабое аномальное поле отрицательного знака. В юго-западной части подзоны от Хашури до Метехи полосой более 5 км ширины по левому берегу р. Куры простирается АМП ΔТа переходящее «внахлест» с юга Аджара-Триалетской зоны, которое в восточном ΔТа выделяется обособлено. Следовательно, на территории Земо Картли в наблюдаемом АМП имеет место суперпозиция и аддитивность полей различного типа и генезиса, местного происхождения, и перекрывающихся полей с прилегающих зон с севера и с юга. В обоих случаях поля положительные, но в первом соответствует времени байоса, во втором среднему эоцену. Из такого расклада наблюдаемых и остаточных полей ΔТа и тектонико-стратиграфического расчленения сопряженных зон, в разрезе глубинного строения подзоны можно прогнозировать положение порфиритовой серии байоса в северной части и трахи-базальтовых образований среднего эоцена в южной.

В основании осадочного слоя Картлийской депрессии – подзоны, допускается нахождение порфиритовой серии байоса в различном субформационном составе, различной мощности и глубины залегания, в зависимости от залегания фундамента. Предполагается, что источники питания бассейна седиментации магматическими продуктами находились в самой подзоне в северо-западной части и привнесены с севера Гагрско-Джавской зоной.

Что касается причинной связи пограничной Сурами-Метехской аномальной полосы-подзоны с Аджаро-Триалетской зоной, то это может быть объяснено наличием на глубине, под молодыми осадками, вулканогенных образований среднего эоцена, очевидно, перешедших синхронно из Аджаро-Триалетской зоны способом «захлестывания» осадконакопления. При этом, не исключено наличие в пограничной полосе тектонического надвига, происшедшего перед неогеном. С востока Земо-Картлийская подзона ограничивается окончанием Сагурамского хребта с находящейся здесь под острым углом диагонально простирающейся Местиа-Тианетской зоной и широтно направленной Аджаро-Триалетской зоной. Взаимоотношение последней с Земо-Картлийской подзоной показаны на рисунке рис. 5.1, разрезах IV-IV', V-V' и VI-VI'.

III₁₂ – Олесхевская отрицательная аномалия бухтообразного прогиба - тектонический блок – грабеннообразно опущенная структура заходит с севера и трансзонально пересекает всю Южно-Кахетинскую депрессию. Интенсивность аномалии с высоты съемки 3 км -250 нТл, но она внушительная по масштабу. Олесхевский глубокий провал с аномальным ΔТа оправдывает присвоенное ему название. Он является мини-грабеном, ограничен с трех сторон разломами. Мощность молассовых отложений с нижнего сармата по трем скважинам составляет 5 км с лишним. Нижележащим стратиграфическим горизонтам остается глубина до фундамента, минимум 5-6 км.

III₁₃ – Южно-Кахетинская Прийорская, ступенчато опускающаяся на юг, аномальная площадь - тектоническая подзона занимает самую опущенную часть депрессии. Аналогичная геологическая обстановка имеет место в Южно-Кахетинской подзоне, с той разницей, что в нижних горизонтах, вероятно, в верхнемеловых имеются горизонты вулканогенно-осадочных образований. Это предположение строится на том основании, что магнитное поле Южно-Кахетинской подзоны является продолжением Джейран-Ченской, а магнитное поле Джейран-Ченской равнины является продолжением Болнисской аномалии, где она обязана своим происхождением вулканогенной мощной толще верхнего мела.

III – Рионско-Куринская зона - Грузинская глыба в гравитационном поле выделяется четко, также, как и в магнитном аномальном поле, но со сложным мозаичным раскладом Δg остаточного, соответствующим подзональному и блочному разделению. Зона разделяется на 4 подзоны:

III₁ – Колхидскую, III₂ – Дзирульскую, III₃ – Земо-Картлийскую и III₄ – Гарек-Кахетинскую.

Все они, кроме Картлийской, подразделяются на блоки, подчеркивая сложное строение Рионско-Куринской зоны Грузинской глыбы. Из них особо надо отметить III₁² – Самурзакано-Одишскую депрессию, III₂ – Окриба-Дзирульское поднятие, выделенное с тем же контуром, что и на магнитной карте (прил.5.1.).

III₃ – Земо-Картлийская подзона погружения в западной части с восточным прогибом, частично перекрывая Местиа-Тианетской зоной, а с юга Аджара-Триалетской зоной.

IV – Аджара-Триалетская АМП (зона-система)

В целом, эта зона-система контрастно выделяется среди прилегающих магнитно-тектонических структур. К названной «зоне» добавлено слово «система» из-за того, что в аномальном магнитном поле она настолько сложна и разбита по системам, блокам и участкам, что это обстоятельство следовало подчеркнуть (прил.5.1.).

Аджара-Триалетская зона-система в аномальном магнитном поле (рис.2.3.) представлена единым, но сложным глубинным геологическим образованием, телом, четко ограниченным со всех сторон. Она простирается строго широтно от акватории (30-40 км от берега) Черного моря до с. Качрети. От г.Самгори к востоку она погружена под четвертичные и плиоценовые образования.

Аджара-Триалетская зона-система в аномальном магнитном поле и во всех его трансформантах отображена весьма сложной структурой и незакономерным распределением положительных и отрицательных эпицентров – во взаимном их распределении в пространстве и по интенсивности. Дело в том, что при индуктивном намагничивании геологической среды в северных широтах положительные аномалии индуктивного происхождения располагаются с южной стороны, отрицательные с северной, где-то вблизи от положительных с пониженной магнитной восприимчивостью. Таково АМП Гагрско-Джавской (Дедоплисцкарской) зоны. При таком закономерном, скажем так, дипольном распределении поля ΔT_a интенсивность положительного в два раза превышает отрицательное. На примере Аджара-Триалетской зоны это правило нарушено. Отрицательная часть «диполя» находится южнее и по интенсивности равна или превышает положительную (рис. 5.1 III_{1-2} – Кеда-Хулойская подзона, Насакиральская – отрицательная аномалия на юге и Нигоитская положительная – на севере). Насакиральская отрицательная аномалия находится в Гурийской наложенной депрессии, заполненной отложениями неогена небольшой мощности. Чолокская скважина, находящаяся у подступов этой аномалии, с устья до глубины 5800 м не выходит из пород среднего эоцена. Под Насакиральской отрицательной аномалией также должны быть мощные вулканогены среднего эоцена. Над скважиной ΔT_a равно 700 нТл, что весьма парадоксально. При зонально полярном раскладе аномалии получена иная картина. Отрицательная аномальная полоса находится в середине зоны и связана с выходом на поверхность резко карбонатных вулканических пород. С обеих сторон зонально расположены положительные аномалии большой интенсивности. Южная положительная полоса шире отрицательной северной полосы, а последняя не имеет сопряженного с ней отрицательного аномального поля, хотя за ней к северу простираются магнитно-индефферентные породы. Такое сложное парадоксального характера распределение АМП ΔT_a , надо полагать, обусловлено также глубинным строением.

По характеру АМП и простираению зона-система делится на три сегмента.

IV₁ - Аджара-Гурийская аномальная область - тектонический сегмент от акватории (30-40 км от берега) до Ахалцихского меридиана.

Эта аномальная область объединяет ***IV₁₋₁ Чорохско-Супсинскую аномальную площадь*** преимущественно положительного знака, ***IV₁₋₂ Кеда-Хулойскую аномальную площадь*** «дипольно» и зонально мозаичного расклада ΔT_a и его остаточного поля, и ***IV₁₋₃ Годердзско-Сакараульскую аномальную площадь*** со сменой зонально простирающихся положительных и отрицательных аномалий ΔT_a и его остаточного трансформированного поля.

Первая умеренной интенсивности аномальная площадь связана с погружением системы Аджара-Триалетской зоны под воды Черного моря. В структурном отношении, она разделена на северную и южную части. Первая направлена на северо-запад с высокомагнитным полем, деформированному в восточной глубоководной части Черного моря.

Вторая – южная, направлена по побережью к югу в турецкую морскую акваторию, где погружается в Восточных Понтидах (западный склон). Так же заворачивается к югу юго-западная часть Кеда-Хулойской аномалии, но уже к самому Понтидскому хребту. Северо-восточная часть подзоны с аномалией дипольного образа – отрицательная (Насакиральская) интенсивного ΔT_a приурочена к Нигоитскому (Гурийскому) хребту, сложенному породами базальт-андезитового состава среднего эоцена. О природе происхождения этих аномалий было сказано выше.

IV₂ - Триалетская зонально интенсивная аномальная область представлена в ином раскладе положительных и отрицательных полей. Здесь четко разделены отрицательные и положительные полосы.

Эта аномальная область делится на аномальные площади различного структурного строения. IV_{2-1} площадь, названная Боржомской группой аномалий с площадно и зонально простирающимися аномалиями ΔT_a , отражает два трапециеобразных блока.

Выделенная под номером IV_{1-3} Ахалцихская аномальная площадь – сочетание площадных и диагональных мозаичных эпицентров ΔT_a , закартированных над небольшими тетраэдроподобными блоками. Здесь хорошо отражены раздробленность и растяжение Ахалцихской депрессии постэоценового периода, перекрытой более молодыми образованиями.

Арджеванская аномальная площадь IV_{2-3} ΔT_a и остаточного поля максимумов, расставленных по полосе треугольной формы с юго-запада на северо-восток, отражает характер приподнятого блока и субформационный состав с повышенными магнитными свойствами вулканитов среднего эоцена.

На северной периферии Аджаро-Триалетской зоны от с. Зваре до с. Метехи прямоугольной полосой, шириной в 10 км прослеживается аномальный максимум с несколькими эпицентрами, интенсивностью остаточного поля 200-250 нТм.

На карте этот максимум отмечен индексом IV_{2-4} . Под этой аномалией выступают тектонические карбонаты верхнего мела или сарматские глино-песчанистые породы и аллювиально-делювиальные образования с низкими магнитными свойствами. Аномалия не увязывается ни с южным, ни с северным полями. Следовательно, надо подразумевать, что аномалиеобразующие массы находятся на глубине под разломной структурой. Наиболее вероятное объяснение этой аномалии было дано выше.

Индексом IV_{2-5} отмечена Тбети-Крцанисская аномалия со слабовыраженным минимумом – тектонический блок. Аномалия связана с восточным погружением Аджаро-Триалетской зоны и с развитием молассовых образований, опоясывающих с севера и запада Храмский массив.

IV_{1-3} – Притбилисская аномальная область минимума ΔT_a – тектонический сегмент.

Погружением этого сегмента под более молодые образования палеогена и миоплиоцена, а также ограничением с востока по Качретскому меридиану завершается простираение Аджаро-Триалетской зоны к востоку.

Аджаро-Триалетская зона отражена в гравитационном поле не менее четко, чем в магнитном. Она прослеживается на магнитной карте от акватории (30-40 км) Черного моря до р. Иори на востоке. Северная и южная границы с приемлемой точностью совпадают с границами, выделенными АМП.

IV_1 - Северная периферийная погруженная подзона с относительно пониженным Δg_a полем ($\Delta g_a - \Delta g_{ост. бкм}$).

IV_2 - Центральная, с относительно повышенным Δg_a и интенсивно положительным гравитационным полем (прил.5.2.). Здесь явно фиксируется наличие избытка гравитирующих масс. Особенно на западном и восточном погружениях зоны. Положительные аномалии гравитационного поля над зоной IV_2 перекрывают, по обнажениям, в основном вулканогены среднего эоцена и, частично, верхнего эоцена, а на западном погружении, где Δg равно 30 мГл и на востоке (12 мГл) на поверхности выступают молассы с $\sigma=2,3-2,45$ г/см³ с мощностью до 2 км. Аномальное магнитное поле, наблюдаемое и остаточное, кроме части восточного погружения, отрицательное. Значит аномалиеобуславливающие массы характеризуются избыточной плотностью и низкой магнитной восприимчивостью. Таковыми могут быть глубоко залегающие интрузивные тела слабой намагниченности.

IV_3 – Южная периферийная подзона характеризуется относительно пониженным аномальным полем Δg_a и отрицательным Δg остаточным, границы которой с приемлемой точностью совпадают с магнитной аномалией.

Индексом V выделены Джавахетская и Болнисская аномальные области ΔT_a – тектонические зоны Артвино-Болнисской глыбы.

V_1 - Джавахетское нагорье известно молодым вулканизмом постмиоценового - голоценового возраста. Площадь Джавахетского нагорья перекрыта продуктами молодого вулканизма различного формационного состава от кислого липаритового до основного базальтового. Аномальное магнитное поле очень сложного площадного мозаичного строения положительных и отрицательных аномалий. Здесь предполагаются различного ранга скрытые разрывные нарушения. Главным является глубинный разлом, который берет начало в Турции и пересекает всю территорию Джавахетского нагорья и Ахалцихского плато, с которым связаны интенсивные землетрясения.

V_2 – Болнисская площадь с дугообразным и кольцево-симметричным характером изодинам ΔT_a – тектоническая зона. Отмеченное своеобразного характера магнитное поле ΔT_a развито над вулканогенами верхнего мела с дислоцированной тектоникой и насыщенными субинтрузивными телами. По АМП Болнисская зона продолжается на восток в Ганджинскую зону.

V₁ – V₂ – Джавахетская и Болнисская подзоны. Первая с глубоким отрицательным минимумом, обусловленным глубинным разломом по всей ширине и простираию зоны. Вторая, с максимумом наблюдаемого и остаточного аномального гравитационного поля. Эта аномальная зона является северо-западным продолжением Тальшского гравитационного максимума. Зона хорошо отражена в гравимагнитных полях.

VI – Локская отрицательная аномалия слабой интенсивности – тектоническая подзона Локско-Карабахской зоны.

VI₁ – Локская зона отмечается относительным максимумом Δg_a и положительным остаточным Δg , но относительно Болнисской зоны эти показатели понижены. В западном направлении Локская зона не имеет продолжения.

VII – Экваторная прибрежная зона, погруженная с очень интенсивным полем обоих знаков, а также интенсивным магнитным полем, подтверждающим существование западного прибрежного погребенного геологического тела.

6. Опыт интерпретации некоторых вопросов сейсмологии и тектоники

Для этой главы априори принято:

1. Имеется фактическое распределение событий землетрясений в координатной системе пространства и времени, зафиксированное с той точностью, которая позволяет некоторые их перегруппировки в пределах этой точности в данной координатной системе.
2. Природа происхождения каждого события землетрясения одинакова и обусловлена перемещением масс по разлому, сопровождающимся выделением энергии.
3. Каждое событие землетрясения – составная часть сейсмичности конкретного участка и должно приниматься во внимание при определении и решении поставленных в данной главе вопросов.
4. Методы интерпретации – статистические и отображение событий землетрясений свернуто (сгруппировано) на плоскости и в разрезах в пределах точности координат событий, не нарушая корректности изменением координат.

6.1. Разделение территории по сейсмичности

“Сейсмичность – распределение землетрясений в пространстве и во времени” [100]

Сейсмичность на территории Грузии можно сравнить с “туманностью” Млечного пути. Наверное, на этой территории нет ни одного квадратного километра, где не было бы зафиксировано хотя бы одно землетрясение (рис. 6.1.1).

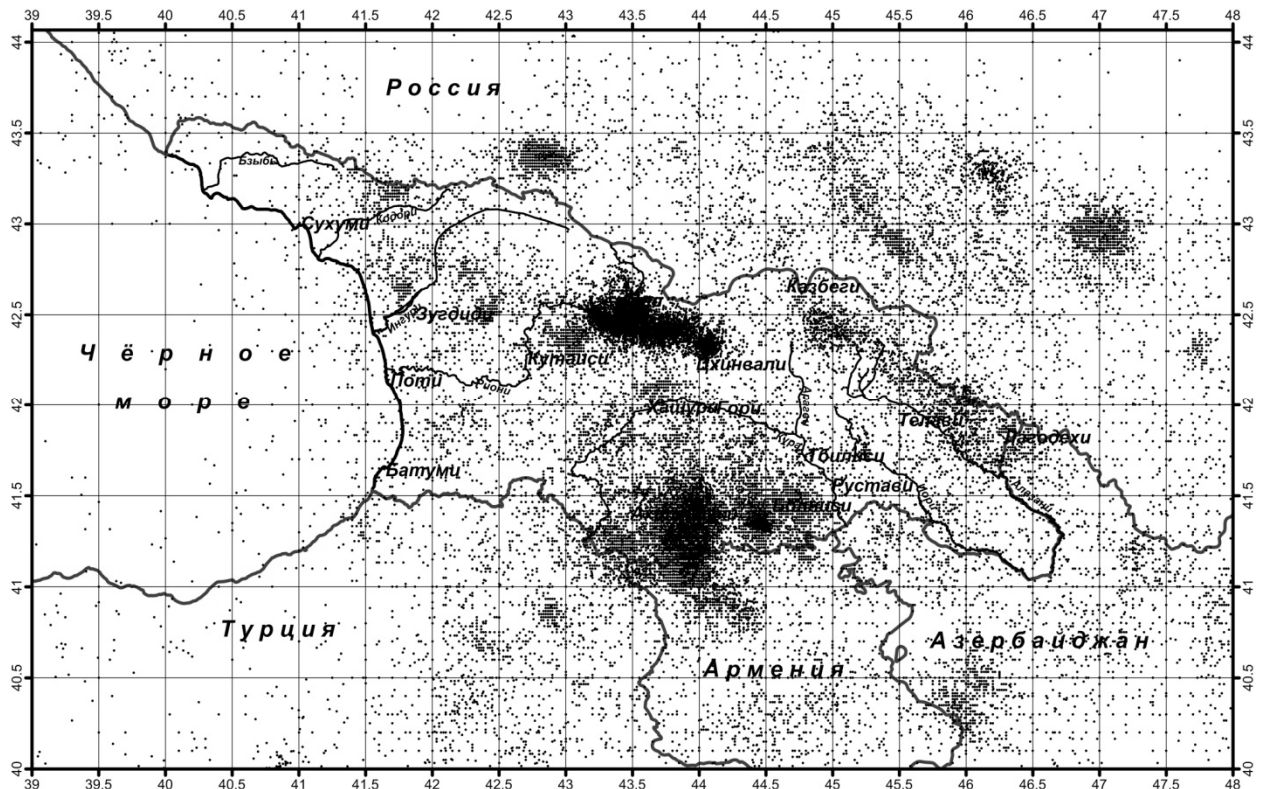


Рис. 6.1.1. Схема распределения землетрясений, зафиксированных инструментально за 1900-2008 гг. на территории Грузии и прилегающих к ней территориях

Разобраться в этом “хаосе” и установить какую-то закономерность затруднительно, если вообще возможно. Следовательно, данные надо систематизировать, так, чтобы информативность каждого события землетрясений любой интенсивности в последующих анализах была учтена. Во-первых, **суммарное количество событий землетрясений независимо от их интенсивности есть величина, выражающая (определяющая) определенную степень сейсмичности данного участка.** Эту тезу подчеркиваем особо, поскольку она принимается неохотно, если вообще не игнорируется, при сейсмологических оценках местности. Во-вторых, мы каждое землетрясение

считаем исходным постулатом, носящим информацию, необходимую для решения ряда сейсмологических и тектонических вопросов.

Основные очертания задачи уже определены – совокупность событий, показанных на рисунке 6.1.1. следует систематизировать свернуто так, чтобы информативность каждого события не была утрачена и позволила провести дальнейшую статистическую обработку. Каждое событие должно быть сохранено без отрыва от своего местонахождения. Это может быть осуществлено созданием чего-то наподобие местной координатной системы, с разбиением территории равномерной сетью ячеек, где каждая ячейка закреплена в географической или Гауссовской координатной системе. Таким образом, территория разбивается на равномерные ячейки и попавшие в них события (совокупность) характеризуют данную местность. В дальнейшем для характеристики данной местности (ячейки) можно привлечь и проанализировать другие сейсмические параметры. В этом плане территория рассматривается в координатах: $\varphi_1=\varphi_4=40^\circ$; $\varphi_2=\varphi_3=44^\circ$; $\lambda_1=\lambda_2=39^\circ$; $\lambda_3=\lambda_4=48^\circ$. Она разбивается по ячейкам равномерной сети $8' \times 8'$ и из каталога для каждой ячейки выбираются попавшие туда события и их параметры. Размер ячейки определяется из регионального плана исследований масштаба 1:1500000. В этом размере ячеек события характеризуются нормальным и, в крайнем случае, логнормальным распределением (ниже приводится много примеров), что позволяет применить статистические методы анализа.

Далее составляется грид суммарного количества событий, попавших в сети ячеек. Минимальное количество событий, попавших в ячейку, равно единице, максимальное – до 1000. Далее составляется схема распределения количества событий в изолиниях с переменным сечением от 5 до 1000 в разных цветах с оцифровкой. В результате получена карта, четко разделенная по “сейсмичности”, где ни одно событие интенсивностью с $M > 4$ не остается вне контура (рис. 6.1.2).

На этой карте аномальные области, участки, зоны “сейсмичности” различаются морфоструктурой, составом, интенсивностью, приуроченностью к геологическим особенностям. Им даны наименования по топономической приуроченности и перечислены в сколии карты по порядку представительности. Правильнее было бы им дать общепринятое наименование, но таковые мы не нашли.

По внешней морфологии продольной оси аномалии сейсмичности можно разделить на 3 класса: а) линейные, б) изогнутые и в) кольцевые. Аномалии первого типа имеют удлиненную форму, они приурочены к Южному склону Главного хребта и ориентированы в общекавказском направлении (Казбегско-Лагодехская, Рача-Осетинская, Чхалтинская). Рача-Осетинская аномалия изогнутая, но она состоит из двух частей – северной и южной, интерполировано объединенных. Северная часть ориентирована в общекавказском направлении (см. рис. 6.1.2). Изогнутая морфоструктура характерна для аномалий глыбовой приуроченности. Кольцевая форма аномалии сейсмичности характерна для вулканического нагорья Малого Кавказа (Джавахетская, Спитакская, Дманисская).

Некоторые аномалии “сейсмичности” осложнены в результате “суперпозиции”, обусловленной естественной высокой дисперсией землетрясений и под общим контуром объединяются землетрясения различного происхождения и природы⁷. Таких участков три и это надо разъяснить.

В общий контур Джавахетского центра сейсмичности попадают Триалетская аномалия сейсмичности, Спитакская и Месхетинская, пограничная с территорией Турции. Триалетская состоит из 3-4 эпицентров 50-60 событий, с изолиниями удлиненной формы, прослеживается по Триалетскому хребту и примыкает формально как бы к чуждой ей структуре – Месхетинско-Джавахетской и Квемо Картлийской. Ее легко отделить. Спитакская аномалия по форме и структуре аналогична Джавахетской аномалии и является как бы ее придатком. Однако они должны быть разделены разломом, поскольку спитакские землетрясения слабее ощущаются в Джавахети, где аналогично ощущаются землетрясения происшедшие в Армении, южнее Спитака. Спитак являясь самостоятельной областью сейсмичности. Месхетинская аномалия примыкает к Джавахетской с запада, имеет удлиненную треугольную форму, вершиной упирается в гору Шабинели и находится наполовину в Турции. По форме и, вероятно, содержанию эта аномалия отличается от Джавахетской, однако пока мы считаем ее продолжением последней.

⁷ Аномалии сейсмичности, в нашем представлении, должны быть ограничены в пространстве, а значит и в плоскости проекции карт вершинами многоугольника, привязываемыми к координатной системе, как это показано в таблице 6.1.1

Рача-Осетинская аномалия кроме названной территории охватывает Земо Имеретию и состоит из трех высоко-активных эпицентров, один из которых расположен в Земо Имеретии и Окриба-Сачхерской полосе, характеризующейся собственной сейсмичностью, но формально присоединенной к Рача-Осетинской.

Координаты углов границ регионов, участков сейсмичности к рис. 6.1.2.

Таблица 6.1.1.

№	Зона	Вершины	Долгота	Широта
I	Месхет-Джавахеги	1	42.82	41.30
		2	43.15	41.46
		3	43.89	41.64
		4	44.21	41.57
		5	44.34	41.15
		6	43.91	40.87
		7	43.31	40.88
II	Рача-Осетия	1	42.61	42.28
		2	42.64	42.42
		3	43.31	42.82
		4	44.30	42.47
		5	44.34	42.32
		6	44.07	42.15
		7	43.25	42.28
		8	42.98	42.15
III	Казбеги-Лагодехи (Джуги-Белоканск)	1	44.62	42.33
		2	44.51	43.05
		3	44.82	43.07
		4	44.87	42.70
		5	46.77	41.98
		6	46.75	41.48
IV	Дманиси-Болниси	1	44.34	41.15
		2	44.21	41.57
		3	44.99	41.59
		4	44.93	41.15
V	Джвари-Окуреси- Мегрелия	1	41.96	42.24
		2	42.13	42.71
		3	42.25	42.88
		4	42.66	42.69
		5	42.41	42.31
		6	41.98	42.14
VI	Чхалта	1	41.19	43.21
		2	41.39	43.40
		3	41.87	43.30
		4	41.82	43.02
		5	41.55	42.99
VII	Правый берег Ингури (Сатанджо)	1	41.38	42.47
		2	41.41	42.74
		3	41.55	42.90
		4	41.99	42.95
		5	42.08	42.78
		6	41.83	42.47
VIII	Боржомский заповедник-Сурами	1	43.00	41.62
		2	42.98	41.88
		3	43.46	42.18
		4	44.03	42.11
		5	43.61	41.78
		6	43.20	41.61
IX	Триалети	1	42.82	41.30
		2	43.20	41.56
		3	43.40	41.64
		4	43.96	41.94
		5	44.53	41.92
		6	44.97	41.76
		7	44.99	41.59
		8	44.21	41.57
		9	43.89	41.64
		10	43.15	41.46
X	Красногорск	1	45.08	41.60
		2	45.07	41.90
		3	45.33	41.91
		4	45.35	41.60
XI	Гурия	1	42.00	41.71
		2	41.97	41.94
		3	42.30	42.10
		4	42.41	41.85
XII	Вашлиани	1	46.14	41.10
		2	46.13	41.33
		3	46.46	41.36
		4	46.46	41.18
XIII	Базумско- Спитакская	1	43.67	40.60
		2	43.61	40.78
		3	44.14	40.92
		4	44.34	41.06
		5	44.52	41.00
		6	44.53	40.68
		7	44.09	40.67
XIV	Дашкесан	1	45.57	40.41
		2	46.04	40.84
		3	46.28	40.71
		4	46.40	40.31
		5	45.93	40.02
XV	Эльбрус-Верхний Чечем	1	42.47	43.33
		2	42.55	43.57
		3	43.00	43.57
		4	43.19	43.34
		5	43.06	43.18
		6	42.78	43.13
XVI	Яцебкорт-Итум-Кала	1	44.63	43.41
		2	45.20	43.53
		3	45.47	43.25
		4	45.67	43.06
		5	46.04	42.79
		6	45.79	42.55
		7	45.47	42.67
		8	45.20	42.84
		9	44.91	43.16
XVII	Удабно-Бурун	1	45.01	41.04
		2	45.33	41.39
		3	45.68	41.30
		4	45.23	40.81
XVIII	Закатала	1	47.11	41.44
		2	47.45	41.32
		3	47.53	41.02
		4	47.21	41.02
		5	46.93	41.25

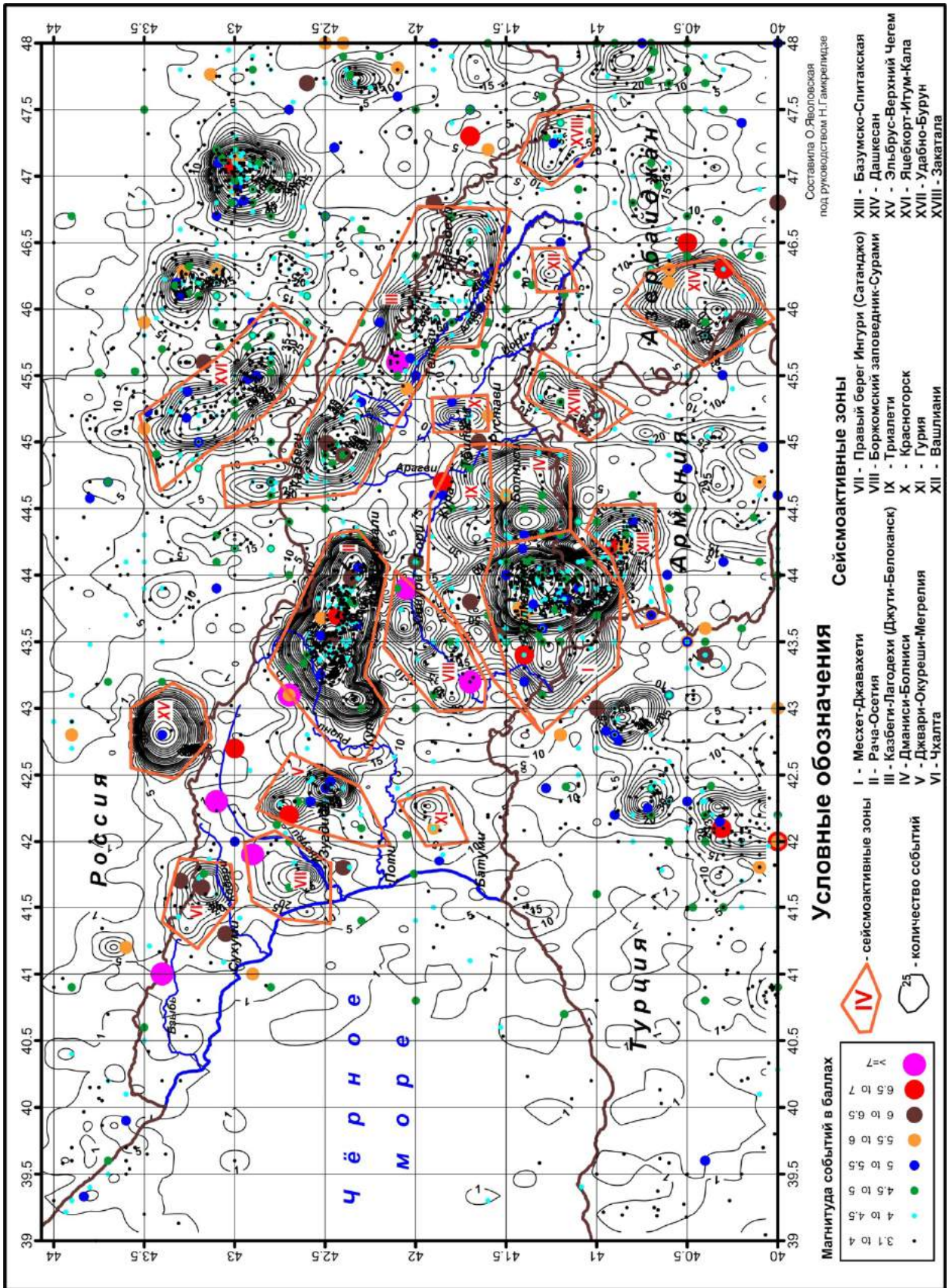


Рис. 6.1.2. Схема сейсмичности Грузии и прилегающей к ней территории в изолиниях

Аналогичная ситуация с Казбегско-Лагодехской аномалией. С севера к ней примыкает аномалия с невысоким эпицентром и приуроченностью к зоне Бокового хребта. По этим признакам она не относится к Казбегско-Лагодехской, но в региональном плане сейсмичности формально объединяется с ней. Аномалия заканчивается Белоканской (Азербайджан) группой землетрясений, которая приурочена к Тфанской тектонической зоне, являющейся продолжением Казбегско-Лагодехской. Рассмотренная аномалия представляет единую систему сейсмичности.

Рача-Осетинская аномалия кроме названной территории включает и Земо Имеретию и состоит из трех высоко активных эпицентров, один из которых расположен в Земо Имеретии, в Окриба-Сачхерской полосе. Аномалия характеризуется собственной сейсмичностью, но формально присоединена к Рача-Осетинской.

Принятый нами способ отображения сейсмичности позволяет просмотреть этот феномен на разных глубинах земной коры. На рисунке 6.1.3. представлена схема “сейсмичности” - распределения очагов землетрясений в толще земной коры от 0 абсолютной высоты до 6 км глубины, где нанесены также землетрясения с магнитудой $M > 4$.

На этом рисунке картина “сейсмичности” на территории совершенно изменена. Большинство аномалий исчезло, другие уменьшились по площади и морфоструктуре. Хотя отдельные землетрясения с интенсивностью $4.5 < M < 6.5$ остаются на картах средних глубин без изменений.

Следующая схема “сейсмичности” в интервале глубин 7-13 км (рис.6.1.3) сохраняет тенденцию сокращения площади аномальных участков, оставшихся на предыдущем интервале глубин. Хотя изменений событий по количеству и интенсивности отдельных землетрясений по отношению к верхнему интервалу здесь не видно.

В интервале глубин 14-20 км по всему Кавказу и Турции режим сейсмичности парадоксально изменяется. Все аномалии этого феномена, кроме “Джавахетской” и “Рача-Осетии” со схемы исчезают. Эти аномалии на карте глубин 14-20 км остаются, но сокращены по площади и сохраняют свои морфоструктуры. Вместе с тем, в этой толще повсеместно множатся события землетрясений средних магнитуд и даже на территории Грузии наблюдается 3-4 землетрясения с магнитудой $M = 6.5$ (рис. 6.1.3).

На самом глубинном интервале 21-27 км исследований первоначальная картина (рис.6.1.2) распределения аномалий сейсмичности сохраняется с небольшим “отклонением” в пределах рамок аномалий и изменения морфоструктуры “восстанавливаются” (рис.6.1.3). Заметно, что интенсивных землетрясений на этих глубинах не наблюдается; только на широте Сухуми в море на долготе 39.5° - 40° отмечено два таких события, где $M = 5.5$.

Анализируя приведенные схемы сейсмичности по глубинам и последовательность отображения аномальных участков, приходим к заключению, что сейсмичность (количество событий) территории исследования, и не исключено Кавказа в целом, определяют процессы, происходящие на глубинах 0-6 км и 21-27 км. Очаги максимальной интенсивности находятся на глубинах 13-14 км. Всему этому необходимо дать более обстоятельное объяснение, которое будет сделано при анализе сейсмотектоники.

Количество землетрясений в зависимости от глубины

Таблица 6.1.2.

Общее количество	На глубине 0-6 км	На глубине 7-13 км	На глубине 14-20 км	На глубине 21-27 км	Больше 27 км
51687	23438	6235	2146	17923	354

Соотношение событий по таблице 6.1.2. адекватно рисункам, приведенным выше.

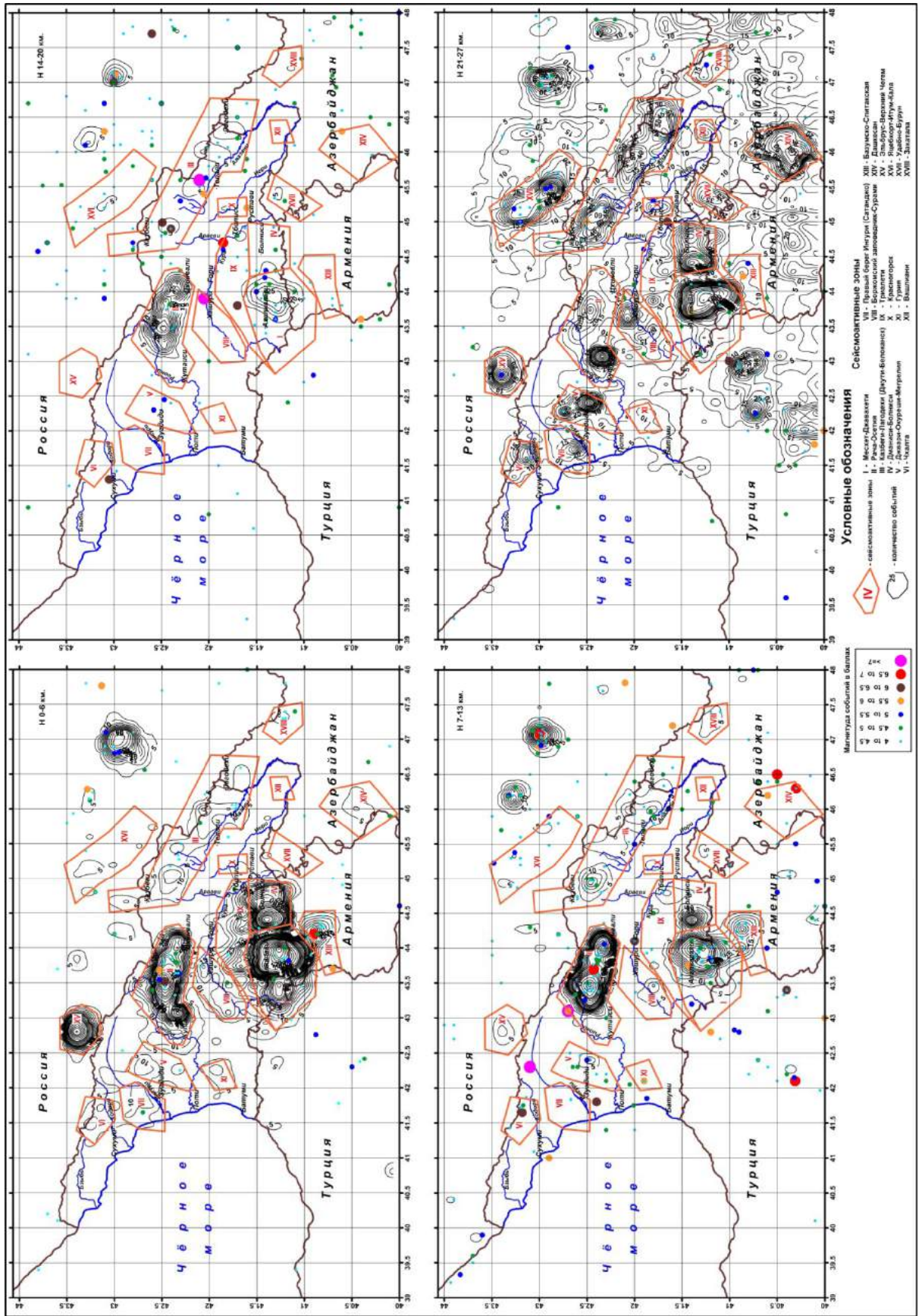


Рис. 6.1.3. Схема сейсмичности Грузии и прилегающей к ней территории на глубинах.

6.2. К вопросу оценки выделенных регионов, участков по сейсмичности

Исходя из тематики в монографии рассматриваются вопросы тектоники территории Грузии в связи с землетрясениями. При этом интерес представляют вопросы общей сейсмологии региона. Некоторые из вопросов мы представляем здесь в порядке возможного варианта.

К интерпретации полуколичественного порядка, относится (относили раньше) установление некоторых сейсмологических вопросов – сейсмического “режима”, “активности”, “периодичности” землетрясений, “повторяемости” различной интенсивности, “сейсмического районирования” и прочее. Хотя для решения этих вопросов применяется количественный подход [105, 92, 90], наш подход в этом плане, вероятно, промежуточный.

Карта сейсмичности (рис.6.2.1) составлена на основе каталога инструментальных измерений за период с 1900 г. по 2008 г. Этот период в геологическом летоисчислении настолько короткий, что выделенные на карте площади сейсмичности можно назвать сейсмоактивными, а зоны сами по себе являются “активными”, “живучими”, “сейсмогенными”.

Другой вопрос - определение этих качеств для более конкретных геологических объектов меньшего порядка: блока, разлома, любой другой структуры. Дело сложное, многофакторное (эти вопросы будут рассмотрены позже).

Выбранная нами методика районирования сейсмичности позволяет рассмотреть этот же вопрос в плоскости на различных глубинах. При этом весьма важно, что для каждого эпицентра землетрясений определена абсолютная высота, а глубины очагов приведены к абсолютному уровню. Очаги землетрясений в вертикальной плоскости распределены неравномерно и в соответствии с таким распределением для анализа сейсмичности выбраны интервалы глубин: 0-6; 7-13; 14-20 и 21-27 км.

Интерес представляет соотношение сейсмичности до 1950 года и за последние 60 лет по 10-летним периодам. Схема из таких градаций представлена на рисунке 6.2.1. Она не нуждается в излишних комментариях, но расцветка условных знаков схемы четко и однозначно показывает как меняются по периодам сейсмичность и сейсмический режим данного региона в пространстве и во времени. Все эти процессы происходят в определенных границах, ограничивающих эти аномалии, и изменения морфоструктуры редко выходят из первоначальной границы. Каждая аномалия сейсмичности приурочена к особым тектоническим структурам и сейсмические процессы в рамках этих структур изменяются во времени, периодически затихая и усиливаясь, но при возобновлении по форме повторяются. Причины, очевидно, надо искать в самих структурах.

Схема (рис. 6.2.1) представляет сейсмичность территории с наложением сейсмического режима по периодам, указанным на схеме. На этой схеме выделяются 7 регионов повышенной сейсмичности (на общей схеме рис. 6.1.2, выделено 18 зон и 2 Российские зоны без номеров). Из них 3 находятся на территории Грузии: Месхет-Джавахетский, Рача-Осетинский и слабее Казбегско-Лагодехский, два - на территории России и по одному в Армении и Азербайджане. Вне этих аномалий землетрясения по периодам происходят нерегулярно.

Зато изменение режима (соотношение количества событий по периодам) явно поддается счету. Например, в контуре Месхетинской аномалии нисходящий порядок такой: 1970-1979; 2000-2008; 1980-1989 гг.; для Джавахетской аномалии: 2000-2008; 1970-1979 гг. В Рача-Осетинской существенно преобладают землетрясения 1970-1979 годов; 2000-2008 гг. мало; в других еще меньше. Парадоксально, что в Имеретинской части аномалии этого региона значительно преобладают события периода 1980-1989 гг., мало 1970-1979 и совсем нет за период 2000-2008 годов.

Этот факт можно объяснить только тем, что Имеретинская часть примыкает к Рача-Осетинской благодаря их территориальной близости и большой дисперсии землетрясений. Дманисская аномалия по режиму сейсмичности аналогична Джавахетской аномалии, а в Болнисской преобладают события 1980-1989 гг.

За эти периоды землетрясений с интенсивностью в 4 магнитуды и выше за контурами аномалии сейсмичности не зафиксировано. В Джавахетской аномалии зафиксированы события с магнитудой: М(6-6.5) - 1; М(5.5-6) - 1; М(4.5-5) - 3; в Дманиси: М(6-6.5)-1; М(5.5-6)-1; в Рача-Осетинской: М(7)-1; М(6-6.5)-1; М(4.5-5)-3.

Схемы, представленные на рисунках 6.2.2. и 6.2.3., отражают режим сейсмичности на территории за период до 1949 г. включительно. Если мы рассмотрим сейсмичность в целом за период 1950-2008 гг., и сопоставим с периодом до 1950 г., то увидим, что количество

землетрясений магнитудой выше четырех ($M > 4$), случившихся в первой половине, гораздо больше тех, что произошли во второй половине, а количество землетрясений с $M < 4$, на удивление, меньше. Если мониторинг за эти периоды осуществлялся в одинаковых условиях, то мы имеем дело со странным явлением.

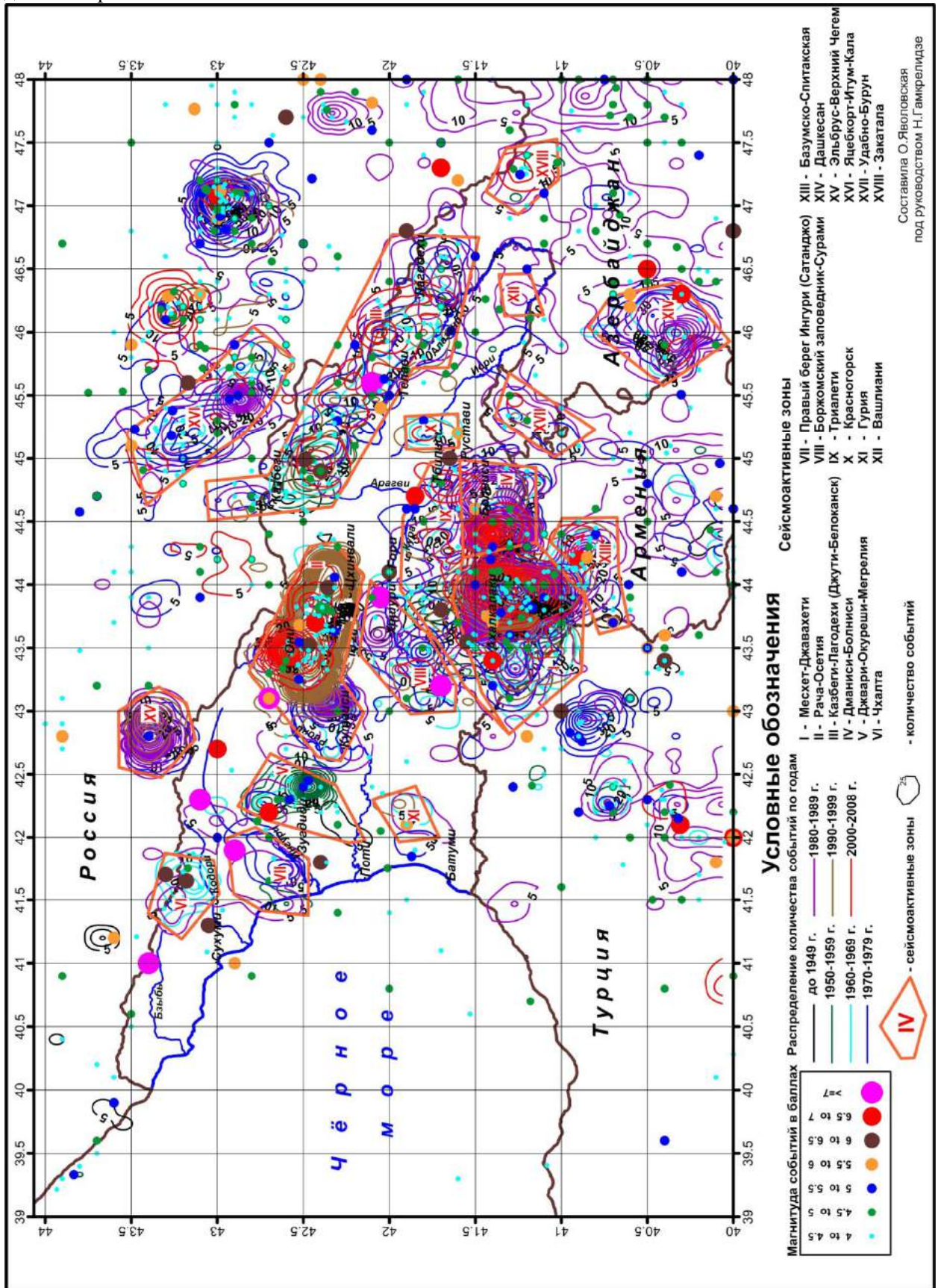


Рис.6.2.1. Общая схема сейсмичности и сейсмического режима Грузии и прилегающих к ней территорий по периодам за 1900-2008 гг.

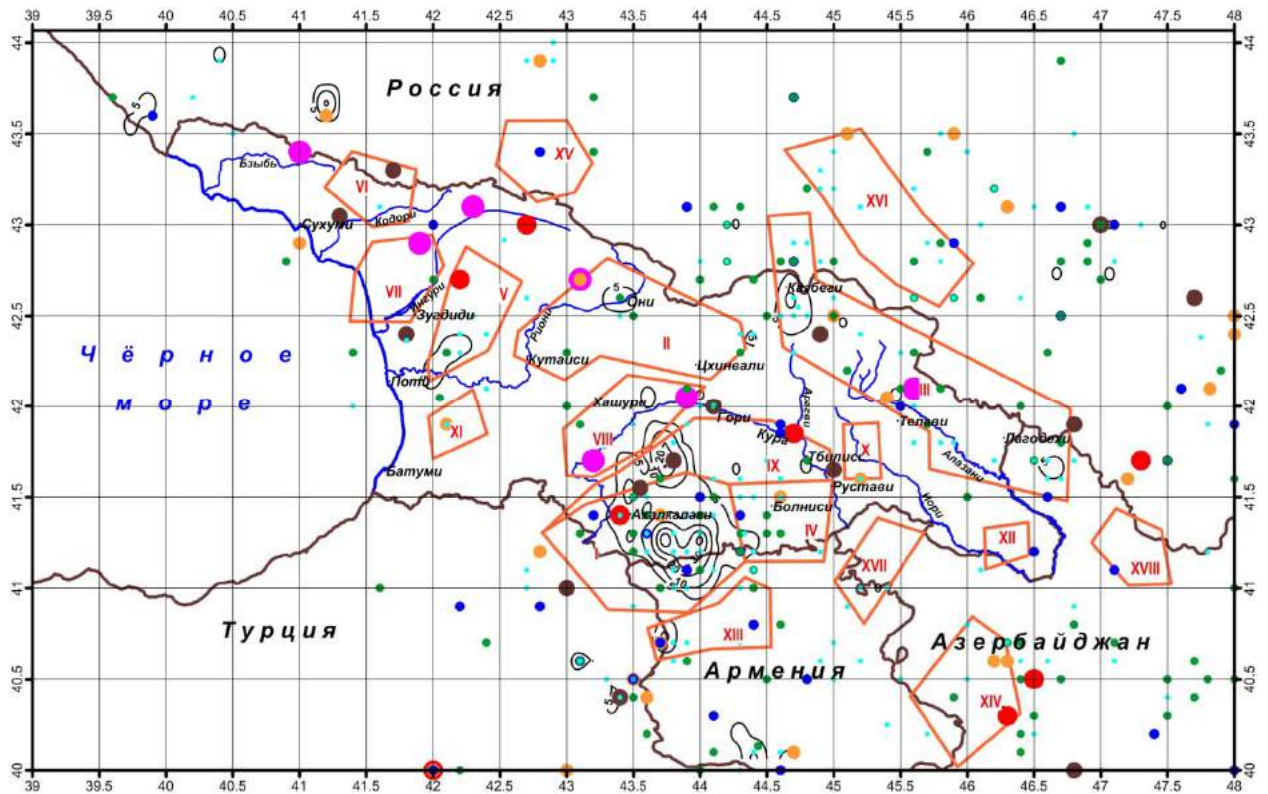


Рис.6.2.2. Схема режима сейсмичности Грузии и прилегающих к ней территорий за период до 1949 г (условные обозначения к рис. 6.2.2.-6.2.15 см. на рис.6.2.1).

На рисунке 6.2.3. представлены схемы распределения очагов землетрясений, совершившихся до 1949 г. по глубинам. В интервале глубин 0-6 км землетрясения интенсивностью $M < 4$ отмечены только в Месхет-Джавахетской и Триалетской зонах сейсмичности, где линии изоколичества начинаются с 5 и заканчиваются 15. На этих глубинах нет ни одного события с магнитудой выше четырех.

На глубинах 7-13 км картина предыдущего распределения повторяется в отношении слабых землетрясений с той разницей, что событий землетрясений здесь еще меньше по площади и по количеству. Землетрясения с магнитудой $M > 4$ отмечены во многих зонах сейсмичности в разных сочетаниях событий высшей магнитуды и в разном количестве (рис.6.2.3).

Следующий интервал глубин 14-20 км на схеме свободен от изолиний событий землетрясений, но не исключены фоновые значения (1-4), поскольку изолинии проведены начиная с 5 единиц. По интенсивности и количеству землетрясений этот интервал глубин аналогичен предыдущему. На глубинах 21-27 км слабых землетрясений не отмечено, интенсивных $4 < M < 6$ немного.

Вопросы сейсмического режима по десятилетним периодам следует рассмотреть более детально, поскольку исходный материал инструментальных наблюдений с 1950 года был повышенной точности, благодаря тому, что с этого года была расширена и переоборудована сеть стационарных сейсмических наблюдений. Поэтому только с 1950 года могла вестись разработка методических исследований на основе использования эмпирических материалов и может идти серьезный разговор по вопросам количественной интерпретации данных землетрясений.

Итак, картина сейсмичности за период 1950-1959 г. представлена на рисунке 6.2.4. На ней события землетрясений интенсивностью $M < 4$ обозначены черным цветом. На территории исследования выделенные зоны сейсмичности редко закрашены этим цветом. Из них площадью и величиной совершившихся событий отличается Месхет-Джавахетская зона-I, где изолинии с максимальной отметкой достигают 400 единиц. Следующая зона отличающаяся закраской – Джвари-Окуреси-Мегрельская зона-V, где изолинии с максимальной отметкой достигают 150 единиц. Казбегско-Лагодехская зона-III характеризуется изолинией с отметкой 30 единиц, ограниченной в северо-западной части. В зонах II, V, VII, IX, XIV, и XVI количество событий не

превышает 5-10 единиц. В этом периоде землетрясения интенсивностью $4 < M < 5.5$, в основном, зафиксированы там, где высока частота слабых землетрясений.

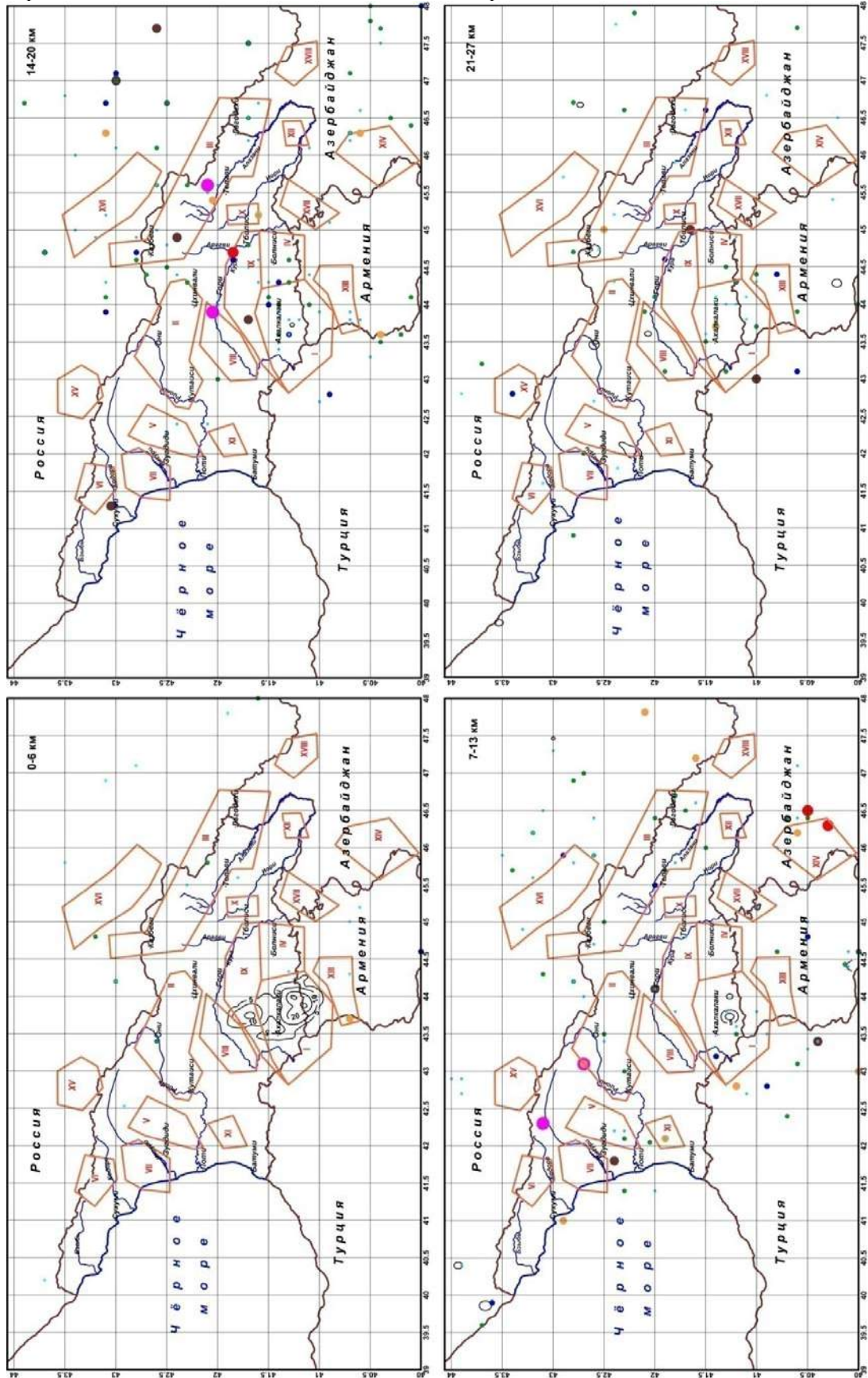


Рис. 6.2.3. Схемы режима сейсмичности Грузии и прилегающих к ней территорий за период до 1949 гг. по глубинам.

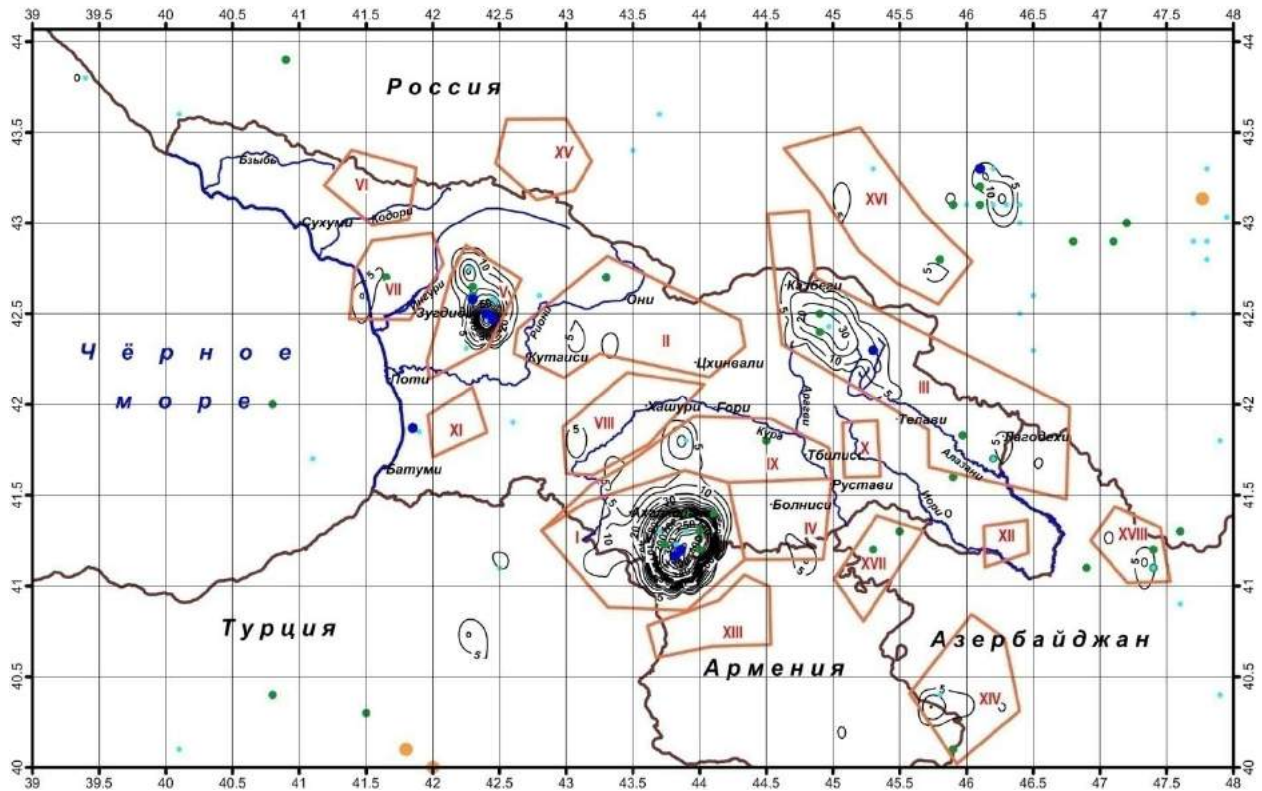


Рис.6.2.4. Схема режима сейсмичности Грузии и прилегающих к ней территорий за период 1950-1959 гг.

Распределение землетрясений периода 1950-1959 гг. по глубинам раскладывается как-то выборочно. Темночёрная окраска остается без изменения в Месхет-Джавахетской зоне-I на глубинах 0-6 км. В тот же период на глубинах 7-13 км отмечены в зонах I и V по одной изолинии. На глубинах 14-20 км схема сейсмичности свободна от чёрной окраски. На глубинах 21-27 км сейсмическим режимом, судя по окраске зон, выделяется Джвари-Окуреш-Мегрельская зона-V, затем идет Казбегско-Лагодехская зона-III и одними изолиниями представлены зоны: I, II, XVI. Парой изолиний характеризуются зоны IX, XIV.

По интенсивным землетрясениям $4 < M < 5.5$ на первое место выходят глубины 14-20 км, затем 7-13 км (рис. 6.2.5).

На следующей схеме (рис.6.2.6) изолиниями обозначена сейсмичность территории исследования для землетрясений, случившихся за период 1960-1969 гг. На схеме Месхет-Джавахетская зона интенсивно закрашена чёрным цветом, а изолиния с максимальной отметкой 260 единиц занимает значительную площадь в центре аномалии. Менее ярко закрашена западная часть Рача-Осетинской зоны с максимумом событий в 70 единиц. Редкие изолинии проходят в зонах: Дманиси-Болнисской, Казбегско-Лагодехской, Чхалтинской, в восточной части Рача-Осетинской, Триалетской, Красногорской, Боржомский заповедник-Сурамской, Спитакской и Дашкесанской. Землетрясений с магнитудой $M \leq 5$ мало.

Адекватное соответствие по глубинам для периода 1960-1969 гг. дано на рисунке 6.2.10. Месхет-Джавахетская зона на глубинах 0-6 км так же активна, как и на поверхности с незначительным изменением по площади и количеству землетрясений. Отсюда одна-две изолинии переходят в соседние Спитакскую и Триалетскую зоны. Событий повышенной интенсивности здесь нет. Месхет-Джавахетская зона в интервале глубин 7-13 км отмечена в центральной части зоны одной изолинией небольшой площади. На глубинах 14-20 км территория фактически асейсмична. На схеме сейсмичности (рис.6.2.10.) на интервале глубин 21-27 км территория исследования, за исключением Месхет-Джавахетской, закрашена в том же порядке что и на схеме, составленной по поверхностным данным.

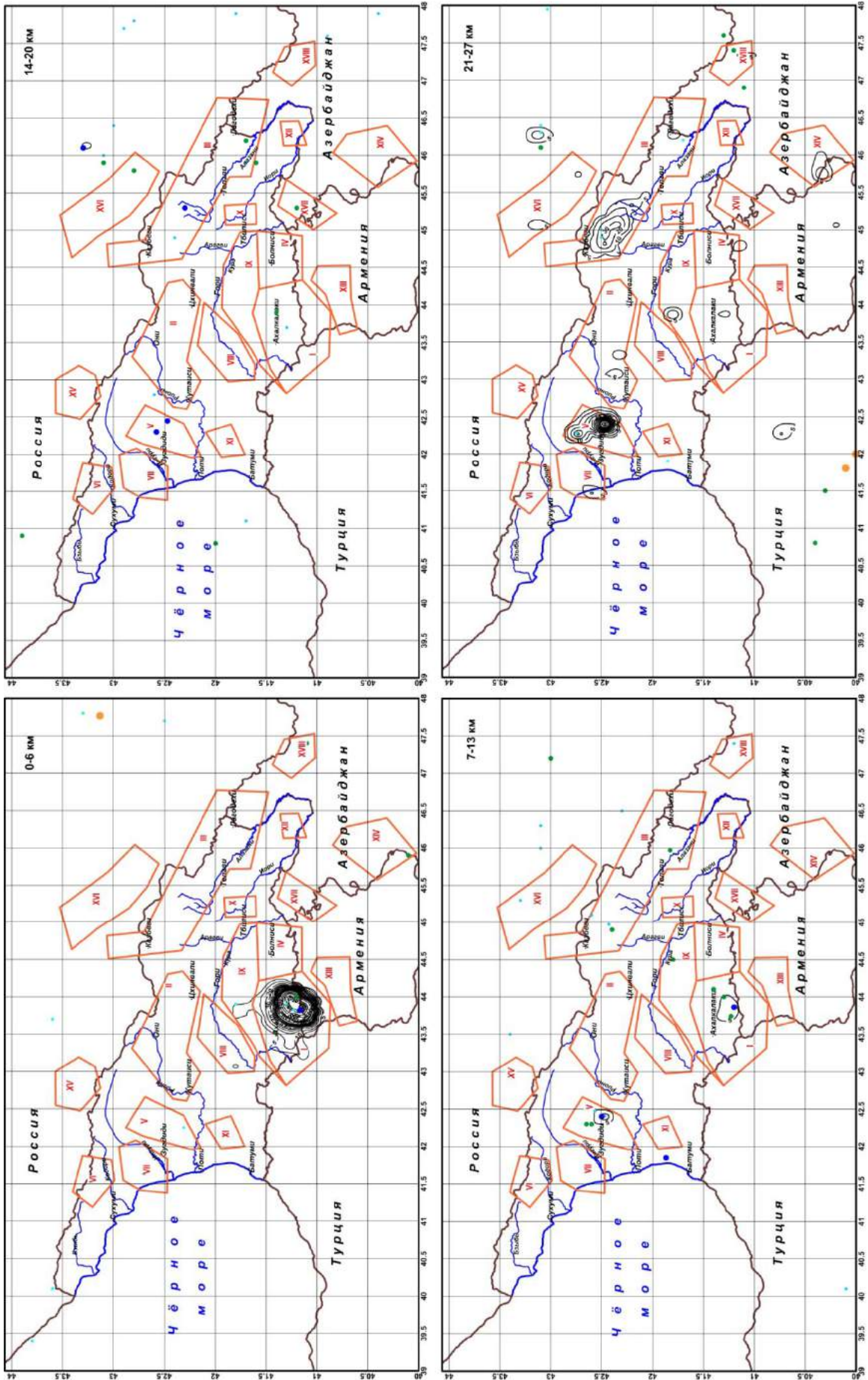


Рис. 6.2.5. Схемы режима сейсмичности Грузии и прилегающих к ней территорий за период 1950-1959 гг. по глубинам.

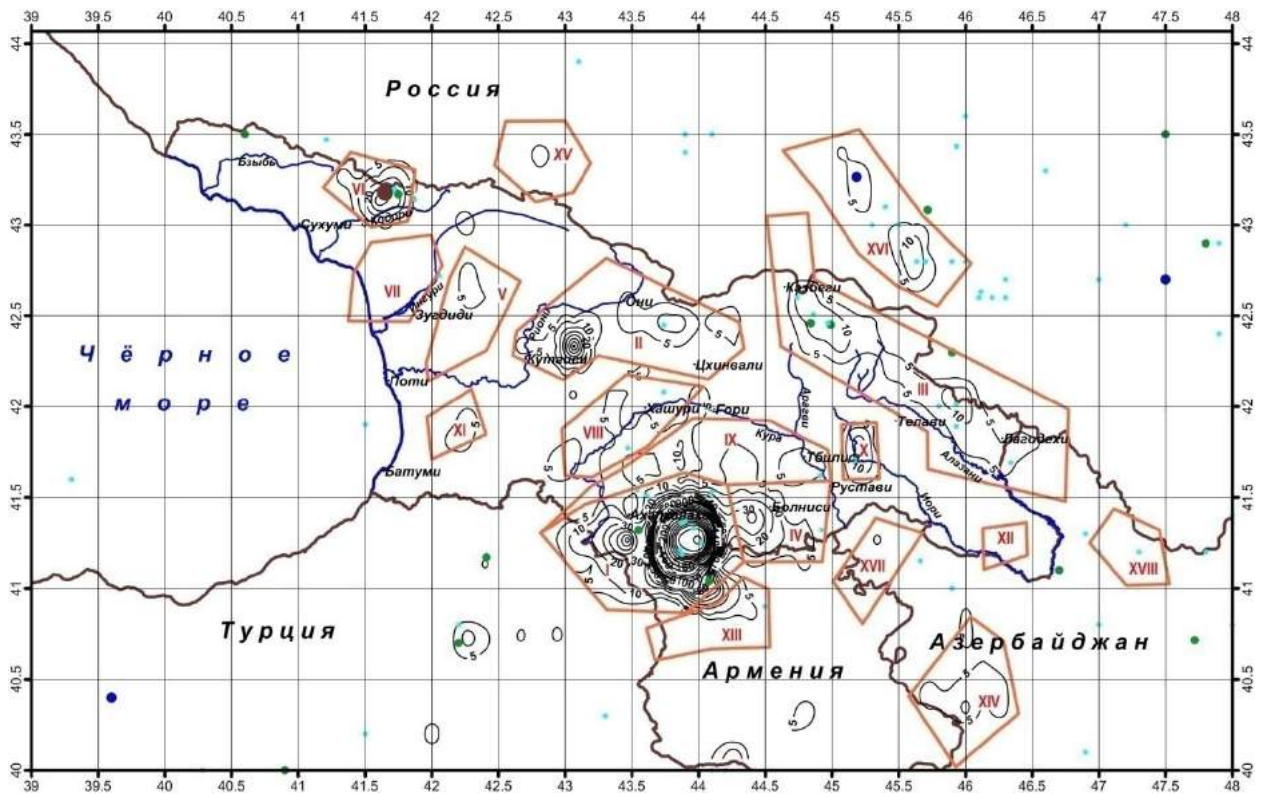


Рис. 6.2.6. Схема сейсмичности территории исследования за период 1960-1969 гг.

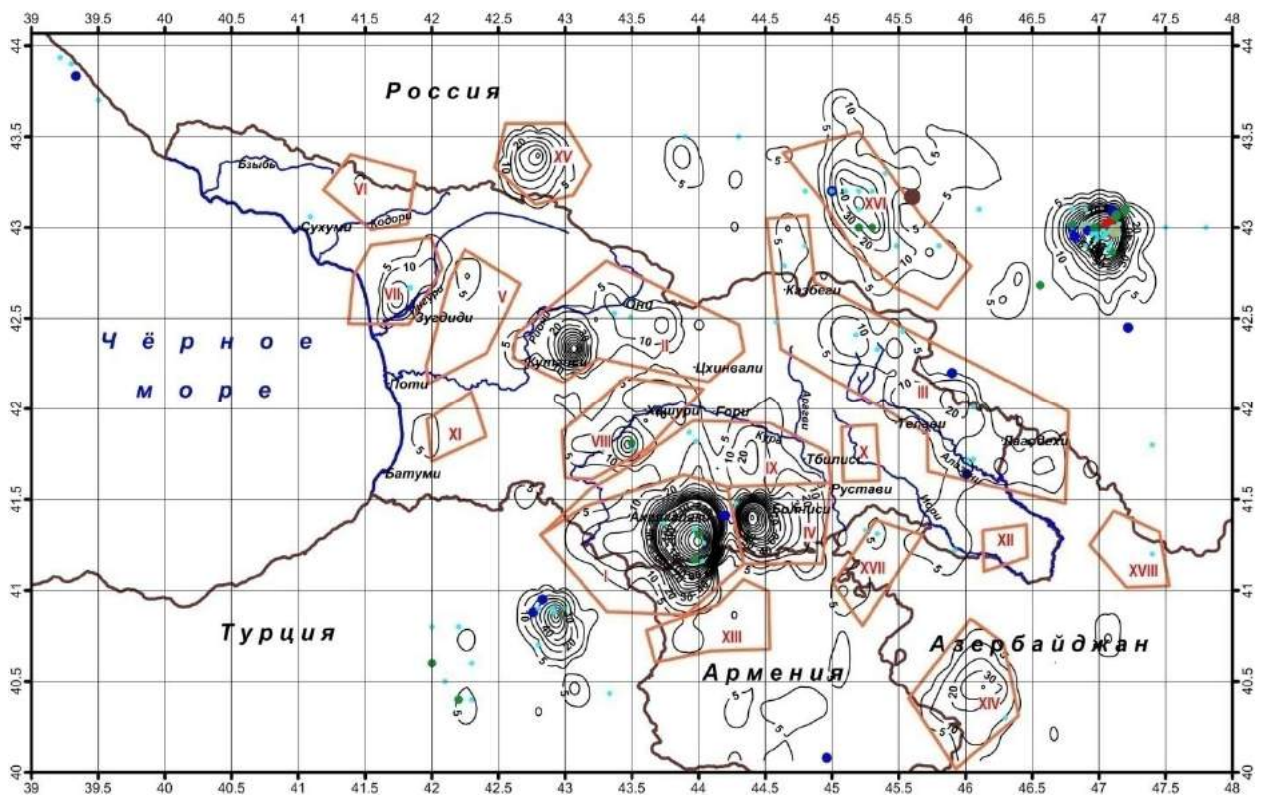


Рис.6.2.7. Схема сейсмичности территории исследования за период 1970-1979 гг.

1970-1979 годы (рис.6.2.7) можно считать самым сейсмоактивным периодом за последнее время на территории нашего исследования. Нет ни одной зоны, за исключением Чхалтинской, Спитакской, Красногорской, Вашлианской, Закатальской, где не происходило бы землетрясение. В этих зонах намного увеличена частота землетрясений, например, в эпицентрах аномалий максимум составляет: в Месхет-Джавахетской – 200 единиц, Дманисской – 150, Рача-Осетинской

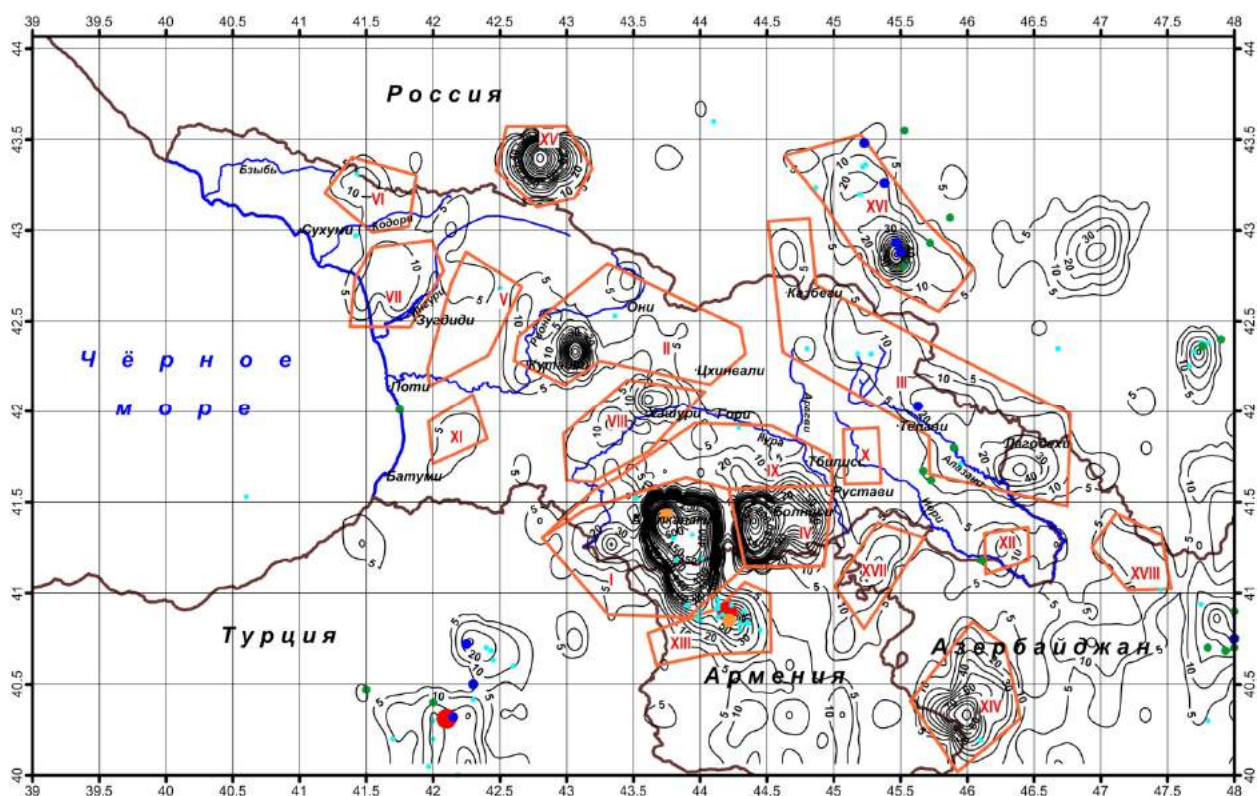


Рис.6.2.8. Схема сейсмичности территории исследования за период 1980-1989 гг.

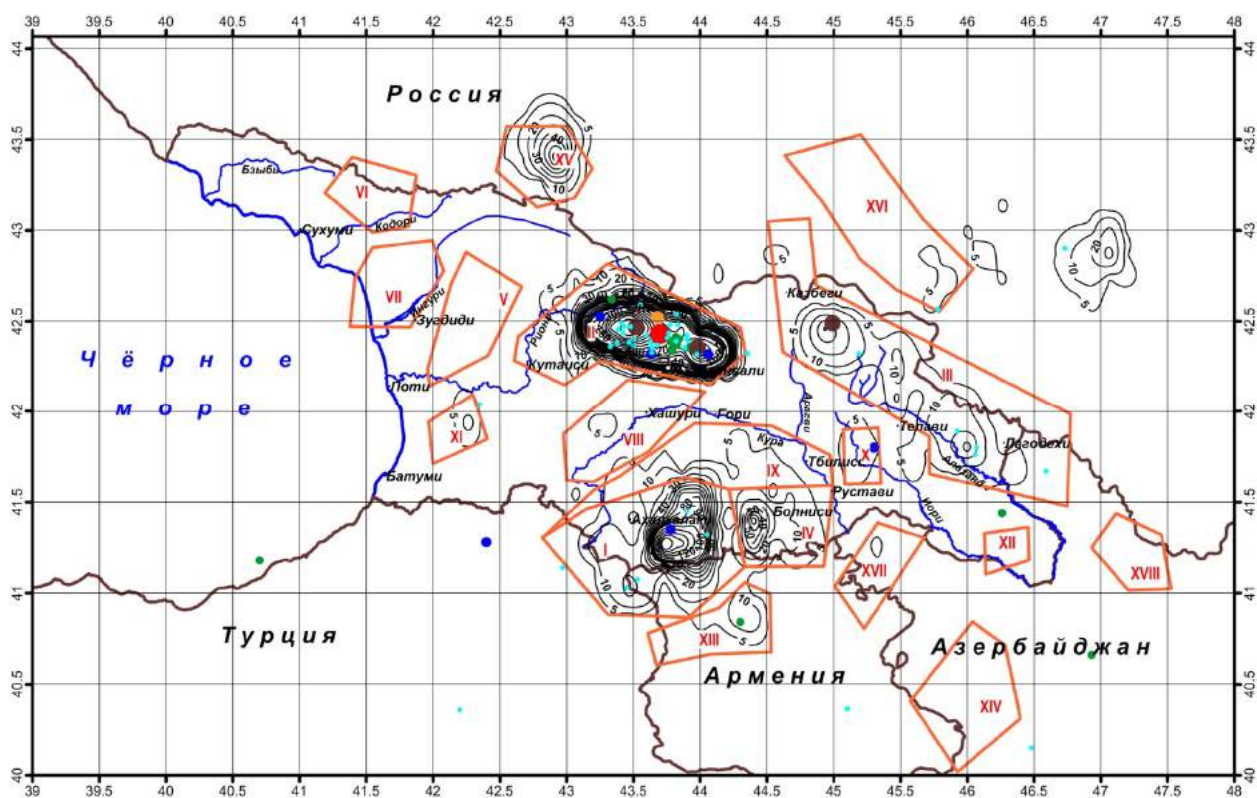


Рис. 6.2.9. Схема сейсмичности территории исследования за период 1990-1999 гг.

– 70, Дагестанской – 150. Вместе с тем, увеличено количество землетрясений магнитудой $M > 4$, но не более $M = 5.5$. Распределение событий повышенной интенсивности таково: в Месхет-Джавахетской – 6 единиц, в Дманисской – 2, в Казбегско-Лагодехской – 2, в Дагестанской – 14.

Распределение землетрясений по глубинам в этот период (рис.6.2.11) таково: на всех глубинах из аномальных зон сейсмичности реагирует Дагестанская зона, остальные зоны на

средних глубинах, т.е. 7-13 и 14-20 км не реагируют и свободны от данной закрашки. В интервале глубин 0-6 км интенсивность землетрясений по количеству и площади уменьшается относительно суммарных показателей для рассмотренного периода. В этом плане Месхет-Джавахетская и Дманисская зоны сохраняют первоначальные морфоструктуры со слабыми изменениями. Схема глубин 21-27 км полностью отражает морфологию аномальных зон, зафиксированную на суммарной схеме данного периода (рис. 6.2.7).

Период за 1980-1989 гг. (рис.6.2.8) еще интенсивнее предыдущего по всем показателям – количеству, площади и частоте событий с повышенной магнитудой. В этом плане эталонной может являться Месхет-Джавахетская зона. Здесь изолинии с отметкой максимума достигают 520 единиц, пределы зоны полностью заполнены изолиниями; количество интенсивных землетрясений – 6, в том числе одно интенсивностью $M=5.5$ единиц. Аналогично повышена интенсивность в Дманисской и Дашкесанской зонах. Особо следует отметить, что в Базумско-Спитакской зоне такое количество землетрясений (до 80 единиц в центре аномалии) в предыдущих периодах не наблюдалось. В этом периоде здесь зафиксированы землетрясения: с магнитудой $M=4.5$ – 14 событий, $M=6$ – 1 и $M=6.9$ – 1. Такова статистика в зоне известного “Спитакского” землетрясения, случившегося в 1988г.

Распределение землетрясений по глубинам (рис.6.2.12) в этот период аналогично предыдущему; в средних глубинах имеется полное сейсмическое затишье, а в верхних и нижних горизонтах происходит полная разгрузка напряженности, причём с преобладанием в нижнем.

В период 1990-1999 гг. согласно схеме (рис.6.2.9), имеет место спад сейсмической напряженности во всех сейсмических зонах, за исключением Месхет-Джавахетской, Дманисской и Эльбрус-Верхнечегемской. Что касается Рача-Осетинской, здесь, наоборот, вполне очевидно, напряженность увеличилась. С увеличением частоты землетрясений последовало разрушительное землетрясение магнитудой $M=7$, известное как “Рача-Имеретинское” землетрясение 1991 года.

Из схем распределения гипоцентров по глубинам интерес представляют глубины 0-6 км и 7-13 км (рис.6.2.13) – те интервалы коры, где произошло формирование и разгрузка интенсивных и катастрофических землетрясений. В этом плане эмпирический материал таков: на этих глубинах частоты слабых и интенсивных $4 < M < 6$ землетрясений представлены в равных количествах; в эпицентрах есть изолинии с отметкой равной 150 единиц; равны и количества интенсивных землетрясений – по 18 событий.

Таблица 6.2.1.

Глубина (км)	0-6					7-13					14-20					21-27				
	M<4	4≤M≤5	5<M≤6	6<M≤7	M>7	M<4	4≤M≤5	5<M≤6	6<M≤7	M>7	M<4	4≤M≤5	5<M≤6	6<M≤7	M>7	M<4	4≤M≤5	5<M≤6	6<M≤7	M>7
Магнитуда (M)	23328	99	10	1	-	5945	247	33	10	-	1928	186	25	7	-	17777	131	13	2	-
Количество событий	23328	99	10	1	-	5945	247	33	10	-	1928	186	25	7	-	17777	131	13	2	-
Всего количество	23438					6235					2146					17923				
В %	99.53	0.42	0.04	0.004	-	95.35	3.96	0.53	0.16	-	89.84	8.67	1.16	0.33	-	99.19	0.73	0.07	0.01	-
Итого M>4 в %	0.47					4.65					10.16					0.81				
Итого M>4	110					290					218					146				

Как видно из таблицы 6.2.1, самый низкий уровень в процентном отношении по интенсивности землетрясений занимает интервал глубин от 0 до 6 км, на втором месте – 21-27 км, затем интервал 7-13 км; самый высокий уровень приходится на интервал глубин от 14 до 20 км. Однако истинную картину отражают числовые значения; чаще всего землетрясения повышенной интенсивности и разрушительного характера происходят в интервале от 7 до 13 км глубины.

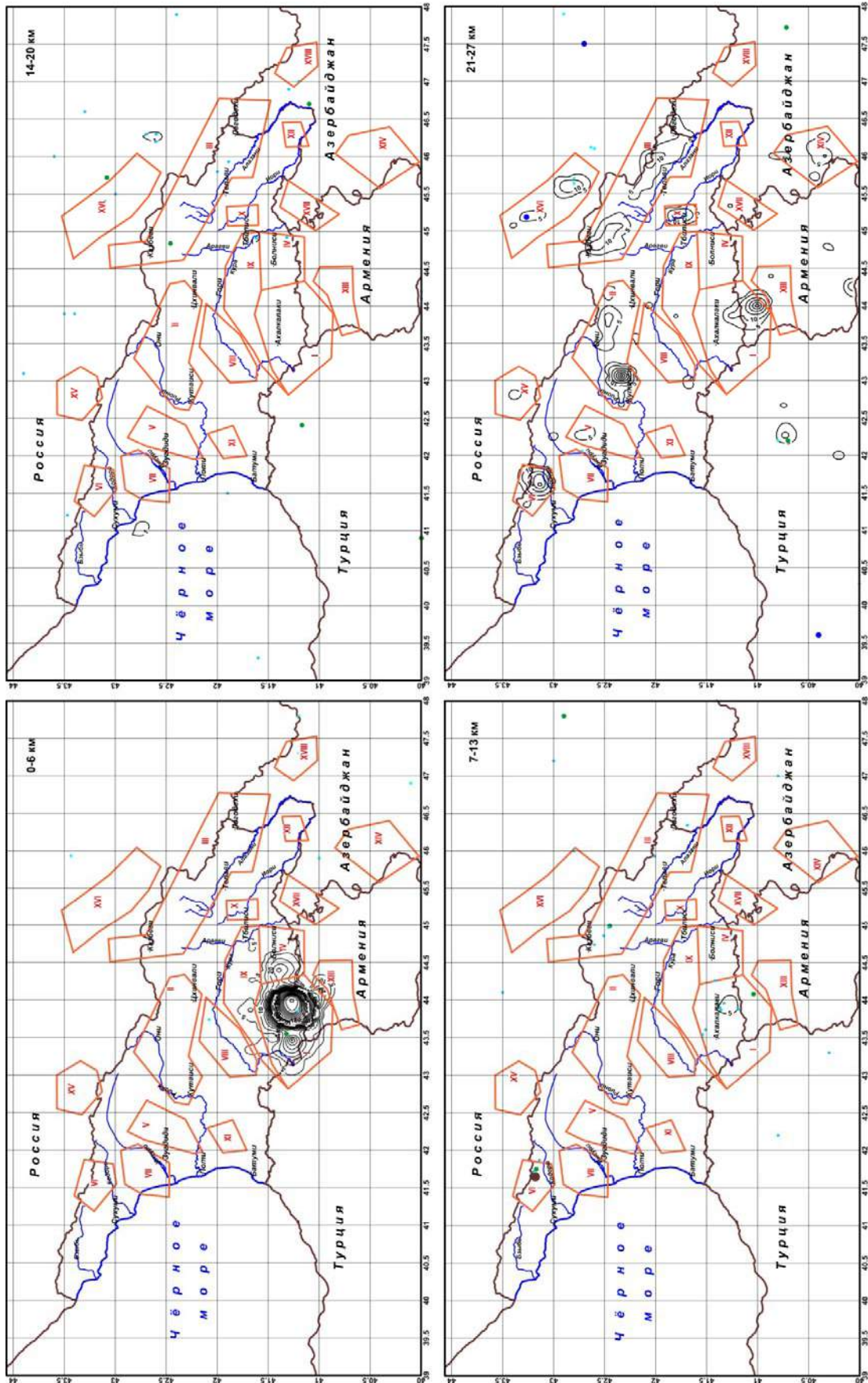


Рис. 6.2.10. Схемы режима сейсмичности Грузии и прилегающих к ней территорий за период 1960-1969 гг. по глубинам.

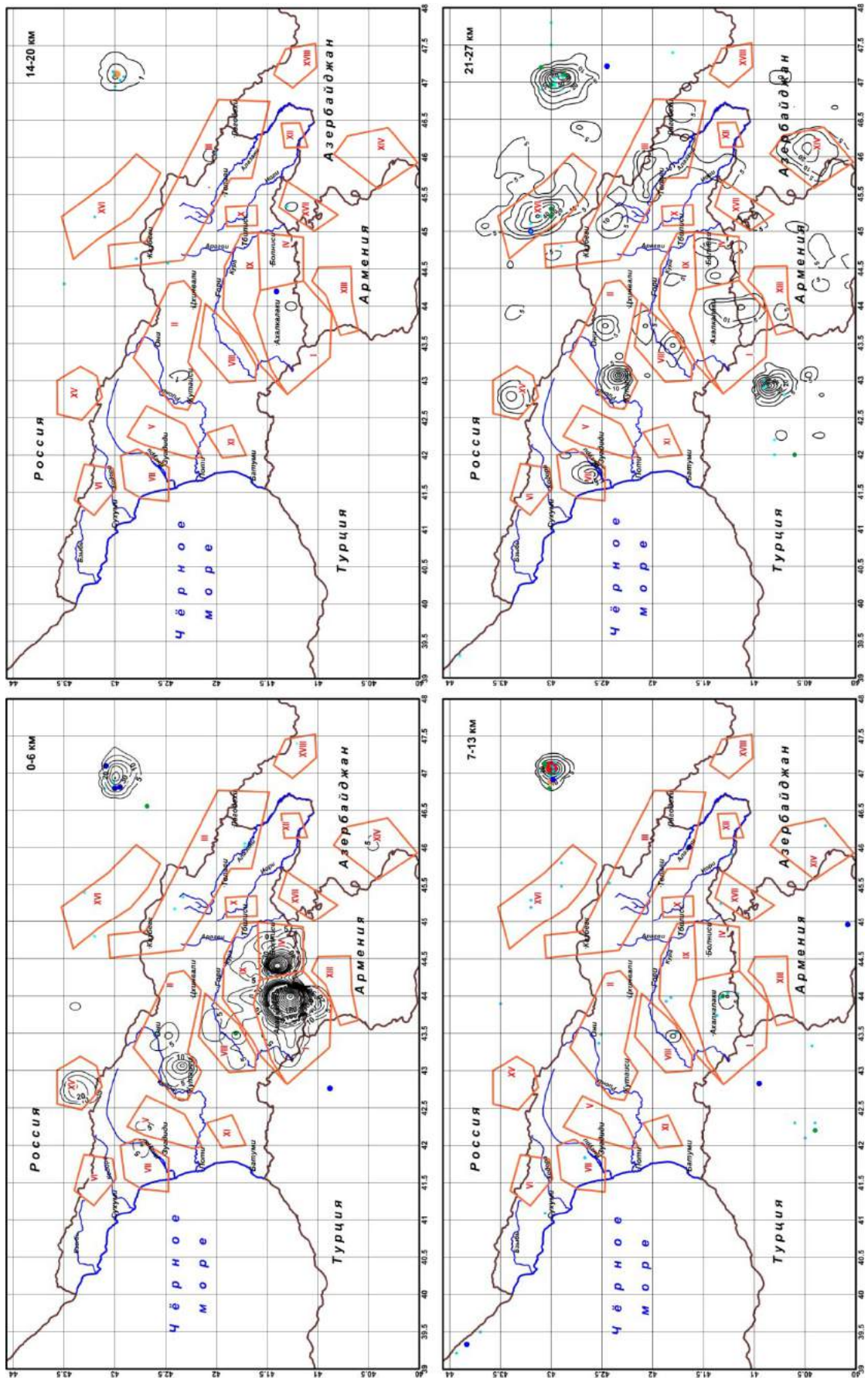


Рис.6.2.11. Схемы режима сейсмичности Грузии и прилегающих к ней территорий за период 1970-1979 гг. по глубинам.

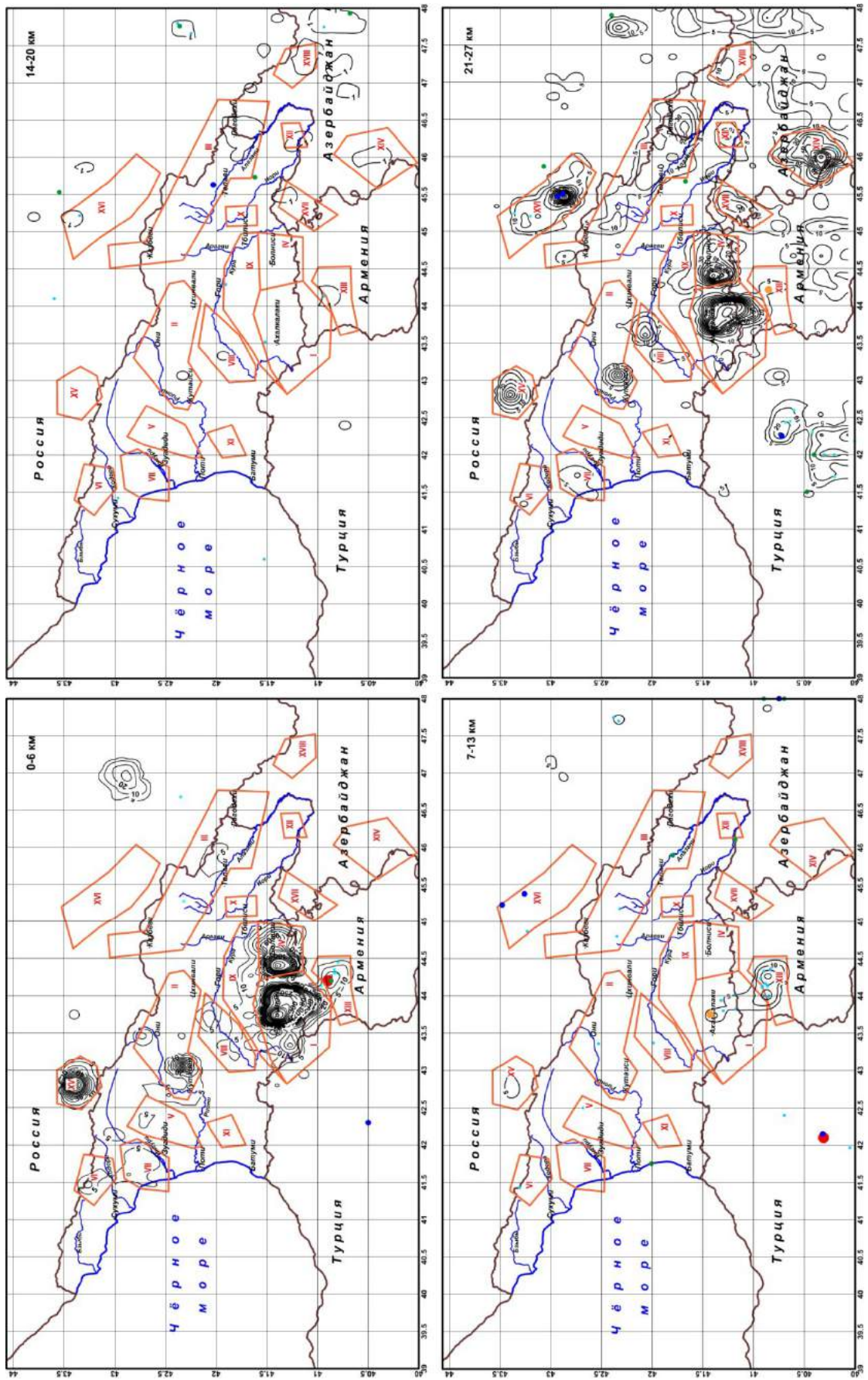


Рис.6.2.12. Схемы режима сейсмичности Грузии и прилегающих к ней территорий за период 1980-1989 гг. на различных глубинах.

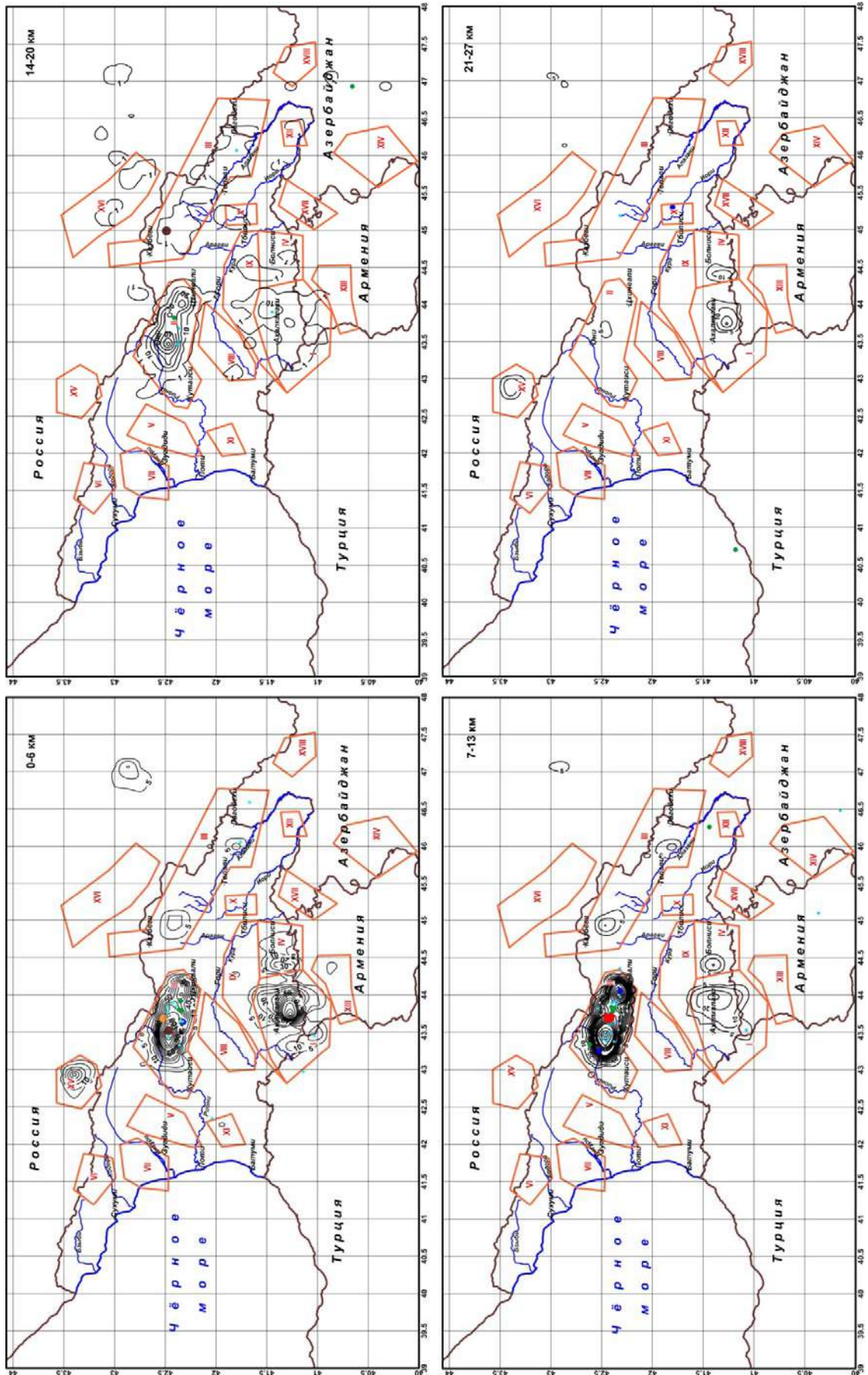


Рис.6.2.13. Схемы режима сейсмичности Грузии и прилегающих к ней территорий за период 1990-1999 гг. на различных глубинах.

Последний период (2000-2008 гг.) сейсмического режима на Кавказе отличается от предыдущего в некоторой степени затишьем, в том отношении, что землетрясения $M < 4$ зарегистрированы, в целом, меньше. В Эльбрус-Верхнечегемской зоне не зарегистрировано ни одного землетрясения, в отличие от предыдущего интервала (рис.6.2.13). Из интенсивных землетрясений магнитудой $4 < M < 4.5$ в I зоне отмечено 5 событий, II - 1, III - 3, XVIII - 2, в Дагестане - 3; с интенсивностью $4.5 < M < 5$ в I зоне зарегистрировано 1 землетрясение, в XVIII - 1, в Армении - 2.

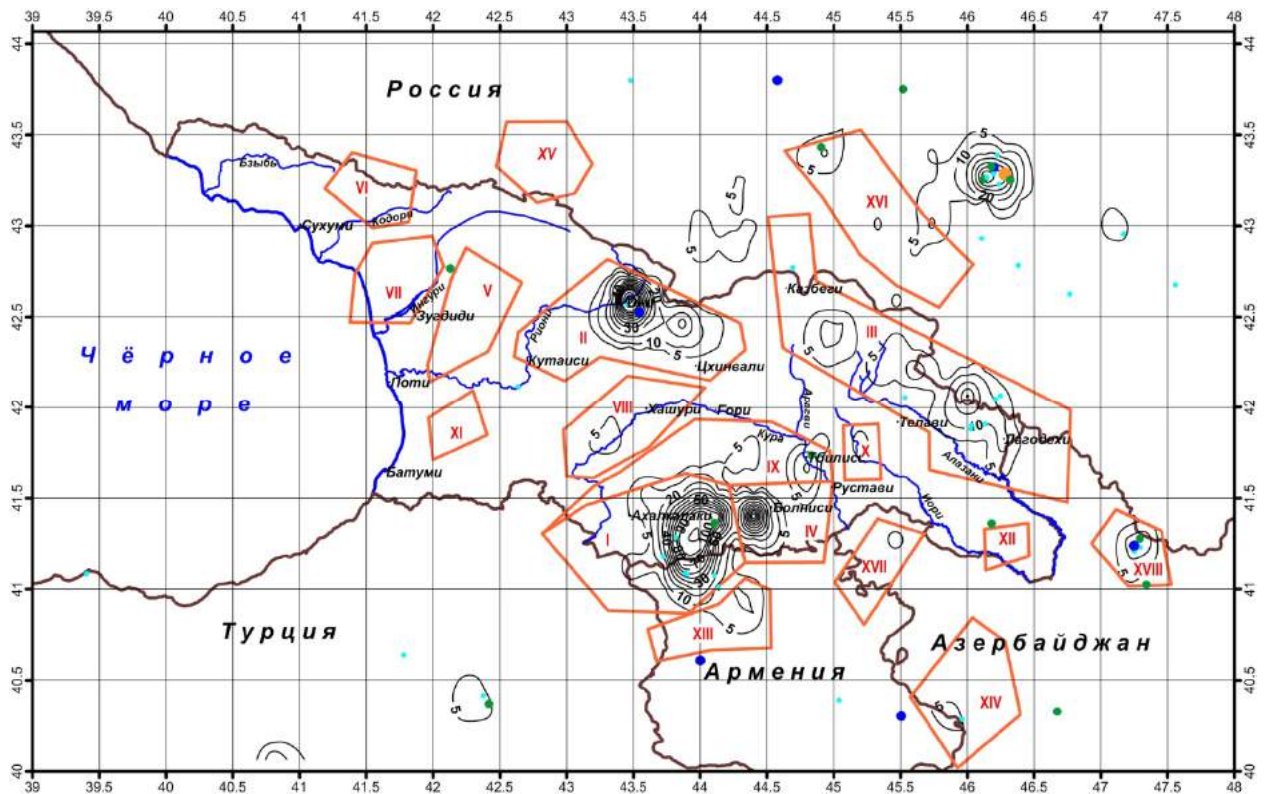


Рис. 6.2.14. Схема сейсмичности территории исследования за период 2000-2008 гг.

Перечисленный расклад событий перераспределяется по глубинам следующим образом (рис.6.2.15): изолиниями слабых землетрясений на уровне 0-6 км отмечено 15 событиями в Месхет-Джавахетской и Дманисской зонах, по одному событию интенсивных землетрясений попадают во II и в XVIII зоны. Аналогичная предыдущей картина имеется на глубинах 7-13 км с той разницей, что в Рача-Осетинской зоне добавляются изолинии тех исходных событий, которые отмечались на рисунке 6.2.14. До десяти слабых землетрясений отмечено в Месхет-Джавахетской зоне и одно с $M=4.5$ в Казбегско-Лагодехской зоне на глубинах 14-20 км.

Вот все то, что можно было сказать о сейсмическом режиме на Кавказе за последние 60 лет по десятилетним периодам.

Выше мы рассмотрели сейсмичность и сейсмический режим исследуемых нами территорий в пространстве и во времени без учета энергетической характеристики и объемного фактора среды. Эти результаты довольно интересные, содержат, по нашему мнению, обоснование сейсмической зональности региона и качественной оценки сейсмического режима на всех уровнях (глубинах) сейсмоактивной - "продуктивной" - толщи землетрясений. Полагаем, что эти результаты могут быть использованы при долгосрочном прогнозировании землетрясений и сейсмическом районировании территории. Вместе с тем, от такой качественной оценки сейсмического режима нетрудно перейти к количественному определению, предложенному Ю.Ризниченко.

Согласно этому автору сейсмический режим есть "совокупность землетрясений этой области, рассматриваемая в пространстве и во времени", для определения которой существуют различные способы. Исходными для всех этих расчетов являются координаты (x, y, z, t и E), каждого события совокупности землетрясений, рассмотренные в пятимерном пространстве P_5 .

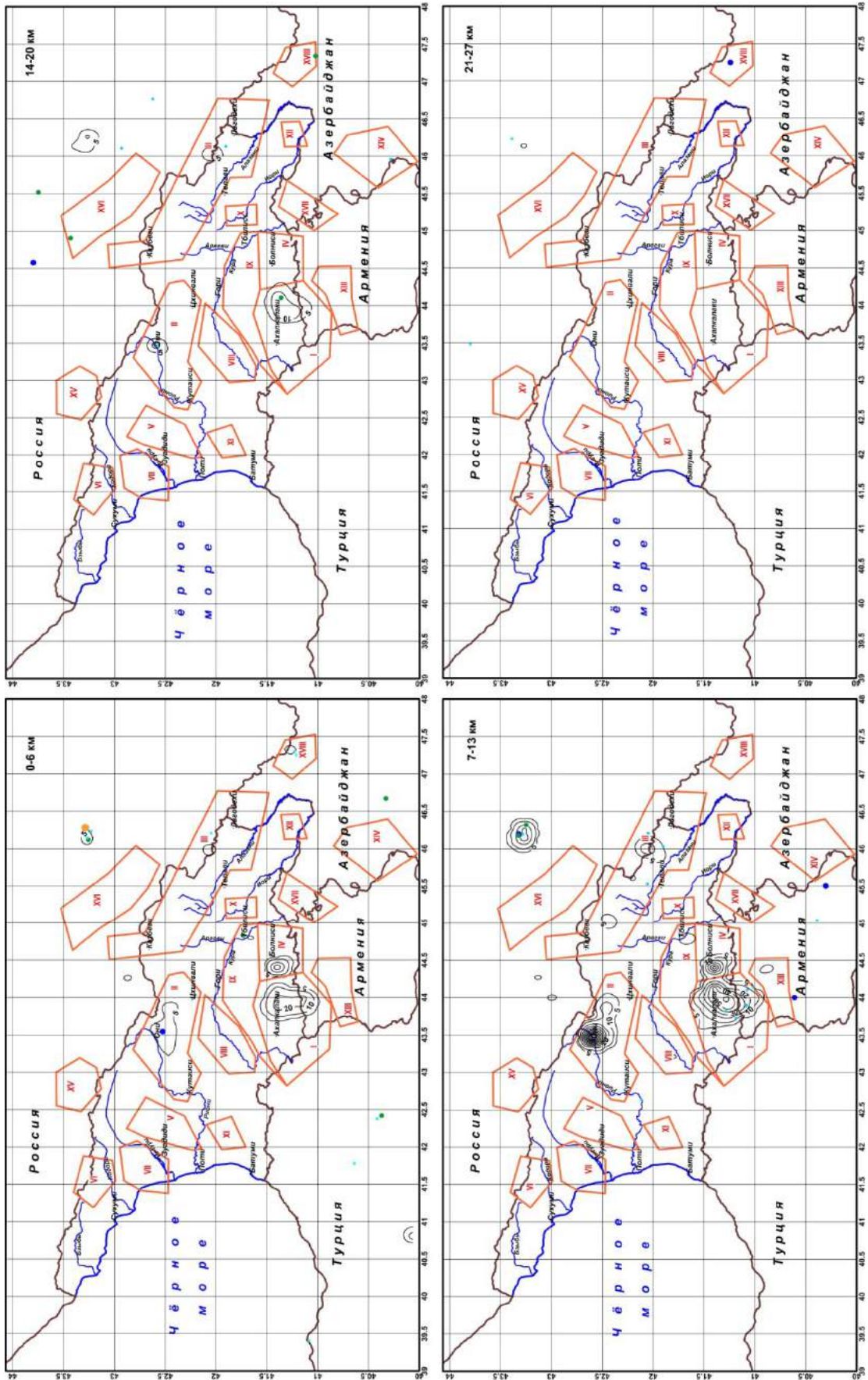


Рис.6.2.15. Схемы режима сейсмичности Грузии и прилегающих к ней территорий за период 2000-2008 гг. на различных глубинах.

Одним из вариантов является плотность землетрясений, которая определяется как $N_* = n/\Delta\Pi$, где $\Delta\Pi$ – некоторое элементарное объемное пространство Π и n – число “точек” землетрясений. В этом определении сильные землетрясения уравниваются со слабыми и в энергетическом смысле оценка будет неверной. Если вместо числа n взять только E – энергию, исключается численный фактор каждого землетрясения, что также неверно. Правильнее будет при определении плотности землетрясений учитывать оба фактора. Поскольку в наших каталогах параметр E не определен, мы используем магнитуду. Тогда плотность землетрясений $N_* = \sum n + \sum M/\Delta\Pi$, где $\Delta\Pi$ – объем элементарной ячейки, $\sum n$ – количество землетрясений, попавших в элементарную ячейку. $\sum M$ – сумма магнитуд каждого землетрясения попавшего в ячейку. Таким образом составлены ниже приведенные карты плотности землетрясений (рис. 6.2.16 - 6.2.18).

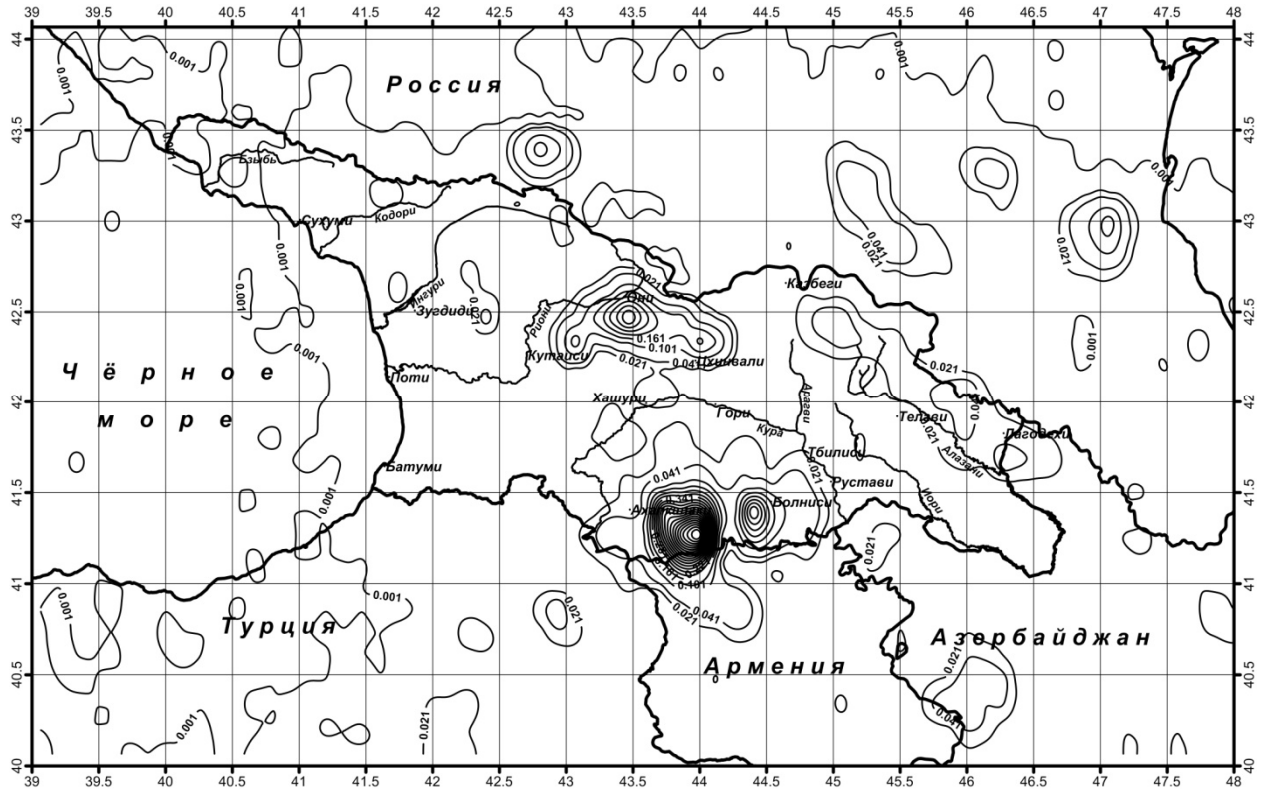


Рис.6.2.16. Схема плотности землетрясений Грузии и прилегающей к ней территории.

Для составления параметра плотности землетрясений привлекались две величины – количество и магнитуда землетрясений. Далее вычислялось суммарное значение названных величин с целью охвата большей площади и повышения контрастности между сейсмическими зонами. Однако это не получилось, плотность землетрясений оказывается малой величиной на фоне редкой частоты даже для тех площадей, где происходят сильные землетрясения (до 6 магнитуд). Такими оказались многие аномалии и с “лица земли исчезли” Чхалтинская, Джвари-Окуреша-Мегрельская, Дашкесанская аномалии и даже Казбегско-Лагодехская находится на грани исчезновения.

Параметр плотности землетрясений, определенный вышеотмеченным способом, оказался мало эффективным для Кавказа. Чего нельзя сказать о параметре, определенном для интервалов глубин. Например, на интервале 21-27 км картина плотности очевидна и является довольно информативной (рис. 6.2.18). Плотность землетрясений заслуживает широкой апробации и детального исследования.

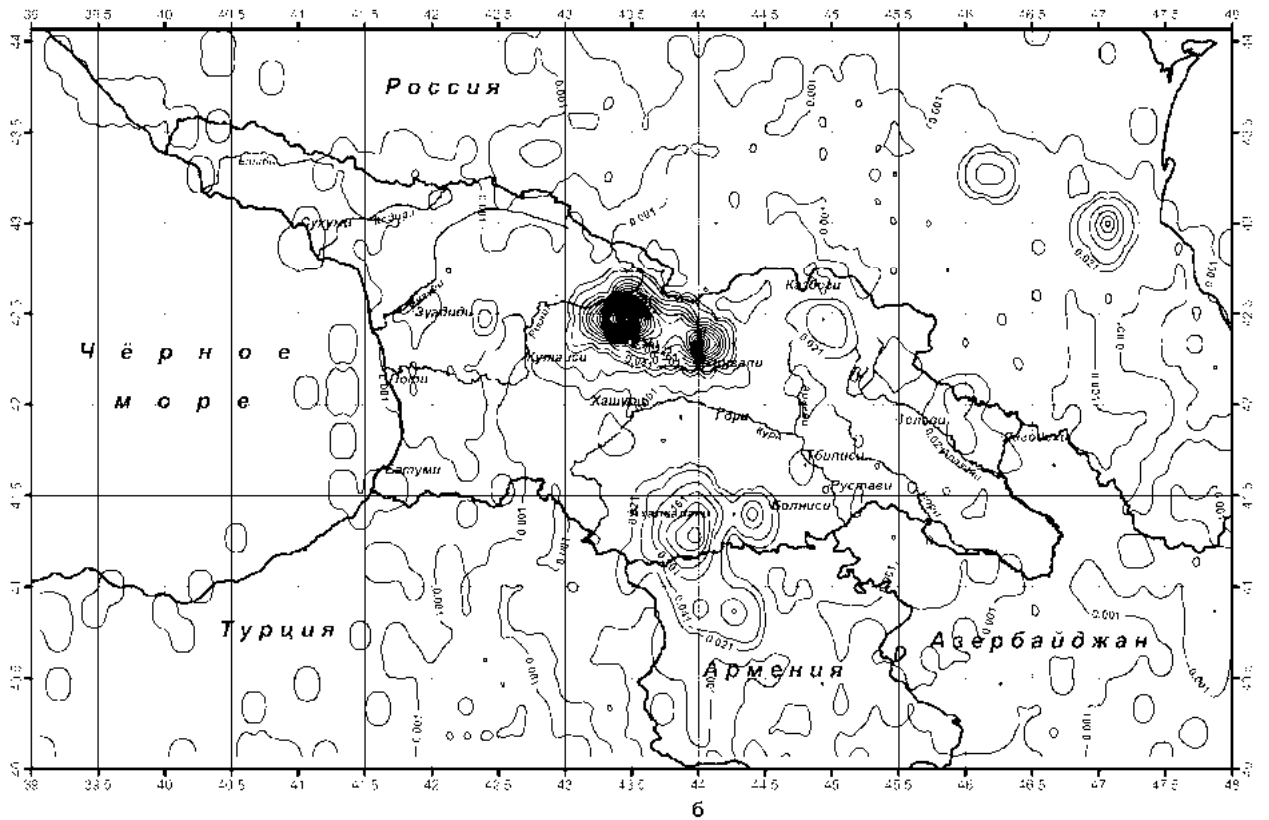
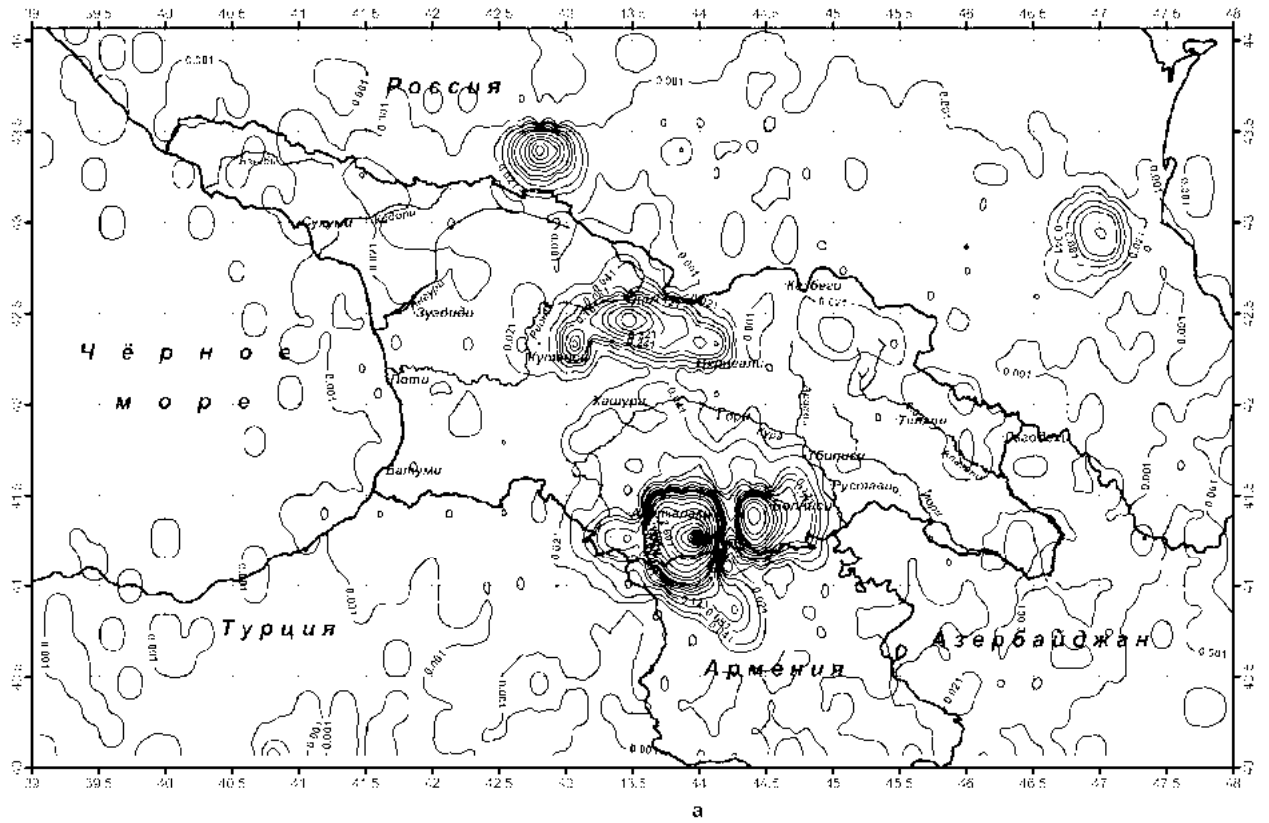


Рис.6.2.17. Схема плотности землетрясений на уровне глубин а) 0-6 км; б) 7-13км.

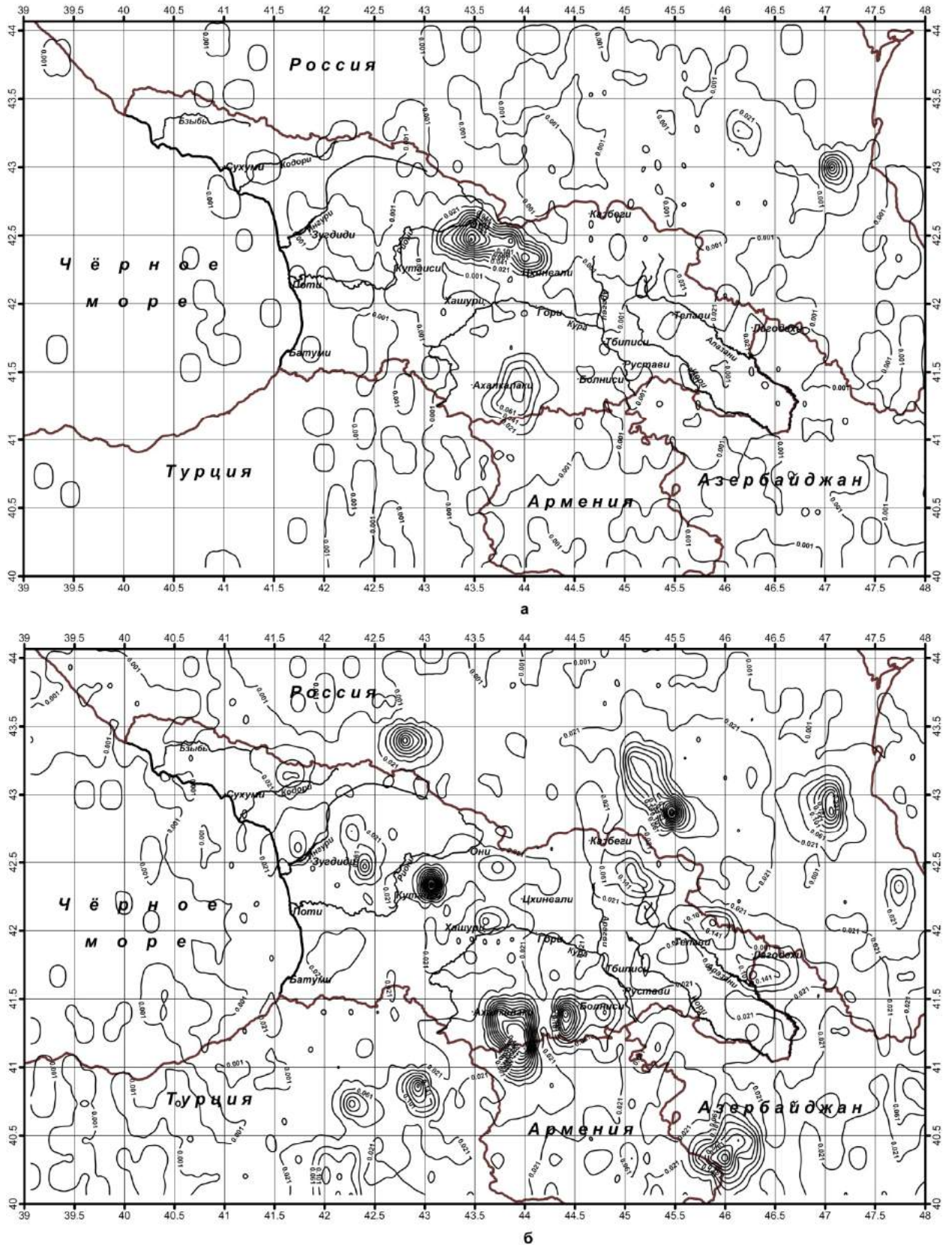


Рис.6.2.18. Схема плотности землетрясений на уровне глубин а) 14-20 км; б) 21-27 км.

6.3. Некоторые черты тектоники по данным землетрясений

6.3.1. Краткий обзор

Давно известно [107, 88] и не вызывает сомнений, что землетрясения обусловлены перемещением масс горных пород под землёй по плоскости разрывных нарушений на разных глубинах. Следовательно, зная точно координаты эпицентров и глубины очагов землетрясений можно построить на поверхности земли вероятное разрывное нарушение и установить ряд его параметров (интервал простирания, мощность, наклон плоскости, глубину заложения очага). Называем его “вероятное разрывное нарушение”, поскольку исходные данные – координаты эпицентров и глубина очага – инструментальным способом пока еще не определяются достаточно точно; кроме того, сами землетрясения имеют естественную дисперсию и учет ее при решении задач проблематичен. Тем не менее, землетрясения содержат непосредственную, широкую и наиболее достоверную информацию по разрывным нарушениям, по сравнению с любым другим дистанционным методом, применяемым для установления названных структур.

Установление связи сейсмичности с тектоническими процессами является одной из ключевых задач сейсмологии, в частности ее отрасли сеймотектоники. Оно выполняется в конкретных условиях сопоставлением визуальной картины пространственного распределения очагов землетрясений с геологическим строением исследуемого региона [М. Алексидзе]. Этот подход весьма важен при установлении сейсмичности региона и проведении долгосрочного прогнозирования. Однако здесь могут быть допущены грубые ошибки из-за того, что глубинная тектоника на геологических картах редко бывает адекватно зафиксирована. Поэтому сравнительный анализ не всегда может быть выполнен корректно. Вместе с тем, благодаря большому количеству инструментальных наблюдений сильных землетрясений и исторических макросейсмических данных размах дисперсии суживается, задачи аппроксимируются к решению и устанавливается вероятный главный элемент разрывной тектоники. Однако при этом не принимаются во внимание слабые землетрясения, которые инструментально зафиксированы в огромном количестве. Вместе с тем, они не могут быть приняты во внимание при визуальных решениях, в связи с их большой дисперсией, которая еще больше осложняет решение задачи. Решение вуалируется или является неубедительным. И в такой ситуации нам представляется вполне возможным, используя всю совокупность инструментальных землетрясений, решить не только прямую задачу сеймотектоники, но и обратную ей – установление тектоники по данным землетрясений.

Вместе с выделением главного структурного элемента, на который приходится преобладающая высвободившаяся энергия среды, должны быть выделены структуры, создающие “туманности” в совокупности землетрясений (рис. 6.1.1).

В нашу задачу входит и составление более детальной модели структурного строения, так что выделение разрывных нарушений низкого порядка также необходимо, только это должно быть сделано надежно и достоверно.

Сеймотектоническая проблематика с разных точек зрения рассматривается во многих фундаментальных работах по сейсмологии [102, 106, 66, 89]. В работе М. Алексидзе [66] отмечено, что “Сильные землетрясения связаны с тектонической активностью видимых на поверхности разломов высокого ранга. Что касается слабых землетрясений, то с уменьшением энергетического класса резко возрастает количество разломов, потенциально слабых генерировать их”. Там же: “Следовательно, задача отнесения данного землетрясения к конкретному разрыву из данной системы тектонических нарушений становится весьма трудной. Задача осложняется и тем обстоятельством, что по отношению к линейным размерам очага, слабые землетрясения локализуются с меньшей точностью, чем сильные. В результате, несмотря на большое количество, слабые землетрясения становятся низко информативными в задачах сейсмогенезиса отдельных тектонических элементов и с меньшей эффективностью могут служить прогнозным исследованиям”.

С содержанием цитированных строк можно согласиться в той части, где речь идет об установлении активных сейсмогенных зон и прогнозировании в этих зонах ожидаемых землетрясений максимальной интенсивности. Что касается определения координат будущего очага землетрясения, то оно вряд ли произойдет там, где оно случилось раньше. Во-первых,

точного совпадения не бывает в соответствии с природой естественной дисперсии случайных процессов. Во-вторых, сильное землетрясение произойдет там, где раньше было слабое.

Сейсмоактивную зону нельзя рассматривать как один обособленный разлом, дискретно нарушенный по всему простиранию непрерывно и в глубину, прослеживаемый визуально на земной поверхности. При геологической съемке разломные структуры прослеживаются прерывисто. Во-первых, между наблюдениями, пересекающими региональный разлом, с которым, как предполагается, связаны землетрясения, имеются пробелы различного неопределенного расстояния, в пределах которых поведение разлома неизвестно. Во-вторых, разломы, прослеживаемые древнее четвертичного периода в больших интервалах перекрыты более молодыми стратиграфическими горизонтами или современными образованиями. Что происходит с разломом в этих интервалах наблюдениям не поддается. Поэтому разломы между наблюдаемыми интервалами, измеряемыми нередко в нескольких километрах, соединяются на геологической карте механически. Что касается глубинных разломов, то в последнее время их существование не вызывает сомнения. Однако на поверхности они геологически не наблюдаются и поэтому постулируются, предположительно, на основе общих геологических соображений. Таким образом, о точности отображения их на геологической карте речи быть не может.

При геологических съемках разломы, как было сказано выше, прослеживаются прерывисто и упрощенно в проекции плоскости смесителя, которая состоит из нескольких кулисообразно сменяющихся плоскостей. На карту же наносится единственная непрерывная линия. Такой упрощенной картины в природе, вероятно, нет. Следует принимать во внимание, что разломные структуры, выходящие на поверхность, редко бывают сейсмоактивными. Эпицентры, предположительно приурочивающиеся к ним, не обязательно генетически связаны с данным разломом. Поскольку очаги землетрясений обычно располагаются на глубине более 3-5 км, а положение разлома на этих глубинах неизвестно, то вполне возможны отрицательные варианты – разлом не простирается до этой глубины или изменил залегание.

Сравнительный анализ таких событий, когда оба параметра определяются с недопустимой погрешностью, не имеет смысла. Выход из такого “тупикового” положения надо искать в самих эмпирических материалах, в данном случае, данных по землетрясениям. Рассматривая эти вопросы М. Алексидзе предлагает два решения. Первое, это сгущение сейсмических станций, обеспечивающих регистрацию и определение координат землетрясений всех интенсивностей с необходимой точностью, что является проблематичным в связи с высокими материальными требованиями и, по нашему мнению, фактором долгосрочности (минимум четверть века). Большого срока необходимого для накопления необходимого количества эмпирического материала, достаточного для установления какой-нибудь закономерности. Он же отмечает, что “Этот метод позволяет исключить область случайных отклонений. Однако он имеет следующие недостатки: 1) не способствует детализации и не позволяет выделить отдельные сейсмические области; 2) сглаживает картину распределения плотности эпицентров; 3) статистические веса устанавливаются из чисто интуитивных соображений, нет критерия для их подбора”.

Там же предлагается:

“Метод уточнения распределения плотности эпицентров (гипоцентров) землетрясений, в отличие от работы не сглаживает карту плотностей, а наоборот, путем стягивания координат гипоцентров в их истинные местоположения”.

Дальше [66] предлагается алгоритм и его математическое решение, затем приводится картина аппробации (рис.6.3.1), предлагаемого им уточнения распределения гипоцентров землетрясений.

Мы ее сопоставили с им же представленной исходной картиной распределения землетрясений. (рис.6.3.1). Заметного на глаз улучшения первоначального распределения не видим. Напротив, заметно много неточностей. Во многих местах зоны сгущения гипоцентров зафиксированы там, где эпицентры землетрясений редки или где их вообще нет. В других, особенно на Джавахетском плато-нагорье, сгущения гипоцентров на исходном участке на трансформированном участке превращаются в “белые пятна” и картина уточненного распределения очагов землетрясений становится не менее размазанной. Более того, она смещена в неопределенном направлении на различную величину. Таким образом, поставленная задача, по-видимому, не решается. Не касаясь правильности или неправильности использованного автором математического аппарата, проверить который мы не в состоянии, мы сделаем несколько предположений физико-геологического характера:

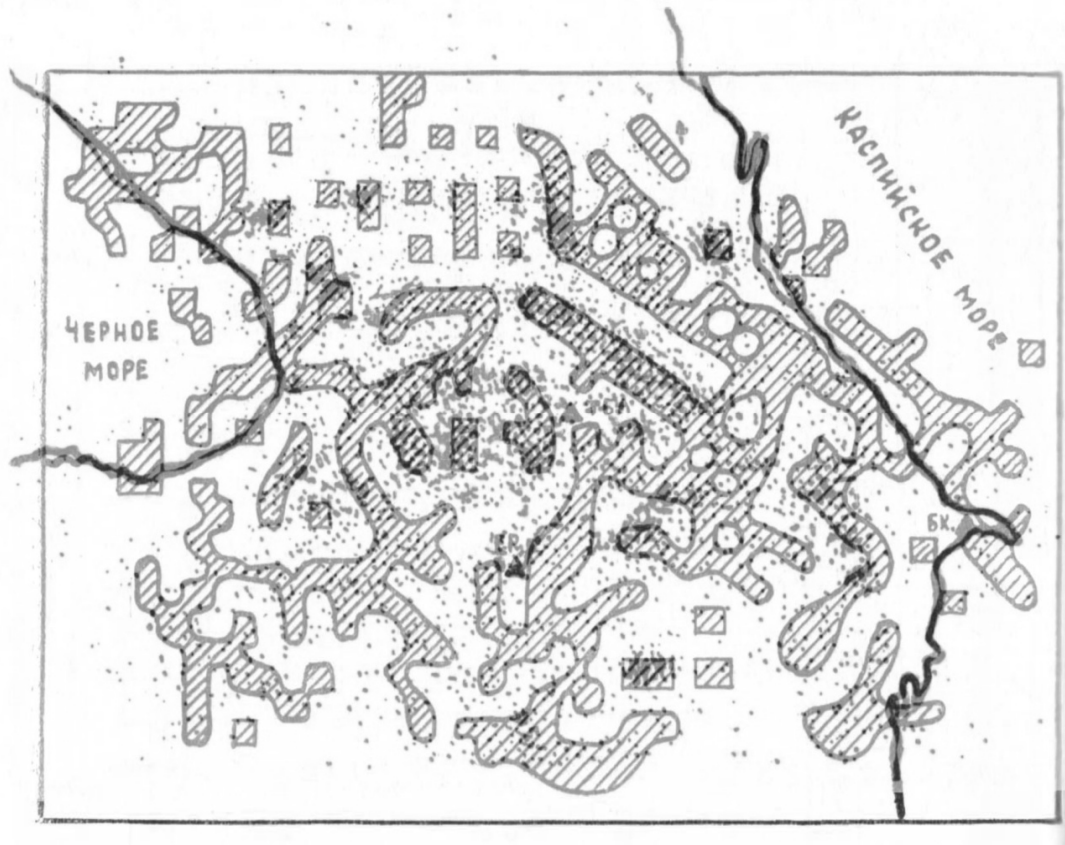


Рис.6.3.1. Карта очагов зон Кавказских землетрясений с эпицентрами тех же очагов (крап по [6.2]).

1. Некорректной является идея – существенное уточнение естественного распределения гипоцентров землетрясений путем применения математического аппарата, основанного на пересчёте сгущающего распределения (событий), определенными со значительными ошибками, без пересмотра первоначальных определений и пересчёта их заново новыми усовершенствованными методами. В этом плане чистая математика, в частности статистика, может помочь. Использование принципа больших чисел: чем больше статистика случайных событий, “тем ближе ее оценка к истине”. В другом плане, применение чистой математики для увеличения точности определения координат очага без пересчёта заново первичного наблюдаемого материала новыми усовершенствованными методами, по нашему мнению, бесперспективно.
2. Не установлено, какова физическая и пространственно-временная связь между отдельными событиями и, особенно, интенсивного землетрясения со слабыми.
3. Не установлен закон распределения (дисперсия) землетрясений в различных геолого-тектонических условиях. Разный, по нашему представлению, на Джавахетском плато, в Казбегском и других районах. В работе [66] априорно принято, что это распределение везде одинаково и нормально (на основе эмпирического материала это предположение не проверено).
4. Сравнительный анализ того, что сейсмичность относится к наблюдаемым на поверхности региональным “геологическим” разломам, часто не обоснован. Сам разлом определен с неопределенной ошибкой, нередко большой. Является ли сравниваемый разлом сейсмоактивным? Проблематично. Достоверных данных об этом нет. Нет мониторинга, относительно того, каким был разлом до и после землетрясения; нигде и никем это не описано. Если координаты эпицентра землетрясения идеально совпадают с данным разломом, это еще не значит, что оно с ним связано, поскольку неизвестно совпадает или нет гипоцентр этого землетрясения с данным разломом. Это связано с тем, что не учитывается наклон и изменение падения разломной структуры. Поэтому при сравнительном и эвристическом анализе эти вопросы следует принимать во внимание.

Данные землетрясений представляют непосредственную физико-геологическую информацию из той среды, где эти землетрясения формировались и произошли разрушения. Поэтому, с какими бы ошибками они не были зафиксированы, при большой статистике они надежнее и достовернее данных других дистанционных методов. Для установления, прежде всего, блоково-зональной и, главным образом, разрывной тектоники они могут играть доминирующую роль в комплексных региональных исследованиях. На основе анализа данных землетрясений можно полагать, что после некоторой систематизации, используя различные способы обработки стохастических случайных величин, можно добиться положительных результатов в решении поставленных перед нами задач.

Карта совокупностей землетрясений территории Грузии кажется “млечным путем”, в ней трудно разобраться и заметить какую-либо закономерность, если не систематизировать и сгруппировать данные по определенным признакам. В нашем случае, мы и задались такой целью.

6.3.2. Алгоритмы статистической обработки совокупности землетрясений

Выделение блоково-зональной тектоники. Принципиальная возможность решения поставленной задачи заключается в том, что очаги землетрясений связаны с разрывной тектоникой, по которой происходит перемещение масс в различных объемах и различной форме. От первого (объема) зависит интенсивность землетрясений, от формы – простираение структур и их мощность. В блоковых, более жёстких структурах, перемещение масс должно быть ограниченным по объему и относительно изомерной форме. Следовательно, в блоковых жестких системах интенсивность землетрясений должна быть невысокой, а распределение по площади - без определенной приуроченности к какому-либо направлению. В зональных подвижных складчатых системах, включая подвижную полосу между жесткими блоками, перемещение масс может происходить в большом объеме по форме и направлению, соответствующим региону, где совершаются подобные нерегулярные явления. Поэтому в таких зонах интенсивность землетрясений повышена, а события сгруппированы в направлении, совпадающим с региональным.

Алгоритм решения задачи заключается в разбиении территории квадратной сетью $8' \times 8'$ и определении в этих квадратах количества и дисперсии событий случившихся землетрясений по отношению к эпицентру квадрата. По дисперсии оценивается характер распределения, а по числовым значениям составляется карта равных событий, которая должна отображать блоково-зональное распределение глубинных геологических тел и при нагрузке пунктов интенсивных землетрясений, возможно, градацию территории по сейсмичности. В дальнейшем карту следует детализировать и истолковать геологически.

К трассированию близповерхностных региональных разрывных нарушений. В начальной стадии данной работы предполагалось трассирование региональных “глубинных” разломов по данным землетрясений, поскольку считалось, что землетрясения приурочены к крупным региональным разломам. В этой категории разрывных нарушений понимаются геологические тела с особенностью структуры и формы пространственного залегания. В структуре подразумевается внутреннее строение зоны – разнонаправленных трещин в самой структуре, наличие плоскостей срыва или отдельности общерегиональной доминирующей ориентации самой различной величины по простираению и падению на глубину с включениями пластов смятия и прочее. Что касается региональных разломов, то они представлены двухмерным классом тел: осадочным покровом и фундаментом, в который они погружаются до нескольких километров с изменением по простираению и по падению угла до вертикального. Однако в таких разломах, если происходят землетрясения, то редко и на глубине ниже трех километров от дневной поверхности, и использовать их для трассирования разломов оказалось маловероятным. К тому же представление о глубинных разломах у нас изменилось коренным образом.

Неглубокие разломные тела могут быть обнаружены разными методами, в том числе геофизическими, но не сейсмологическими. В этой среде землетрясения происходят редко и несистемно, такими данными трассирование региональных разломных структур невозможно.

Глубинный разлом – особая форма залегания геологических тел, которые, как показывают настоящие исследования, относятся к трехмерному измерению и не могут наблюдаться на поверхности. Следовательно, методика изучения глубинных разломов должна быть пересмотрена. События землетрясений в таких телах имеют случайное распределение, но определенно

детерминированную приуроченность к самой подвижной среде, которое следует установить эмпирическими способами.

Алгоритм выборки событий из каталога землетрясений по сегментам

Сегмент представляет собой прямоугольник или параллелограмм шириной 8-10 минут по географическому координатному измерению, ориентированный на площади произвольно по отношению к долготному меридиану, но, главным образом, на $\alpha=15-20$ градусов вправо или влево от меридиана. Сегмент может пересекать всю территорию или ее часть.

Задача состоит в том, чтобы выполнив выборку из каталога, спроецировать каждое попавшее в него (сегмент) событие на продольную осевую линию сегмента, т.е. координаты событий φ_i и λ_i заменить новыми Y_i , X_i по формулам (6.1-6.4). При этом спроецировать его так, чтобы не нарушить структуру взаимных связей событий. Дело в том, что на Кавказе доминируют два направления простирающихся структур (разрывных нарушений) – большекавказское СЗ-ЮВ на $15^\circ-20^\circ$ и малокавказское ЮЗ-СВ (в пределах Грузии) на $15^\circ-20^\circ$. Если два события попали в сегмент из одного и того же разлома, то при проецировании на центральную ось сегмента они должны попасть в одну “точку” и тогда, чтобы не нарушить статистику анализа, проецирование должно проводиться по предполагаемой структуре. Для этого необходимо произвести трансформацию координат событий в следующей последовательности с учетом предполагаемых структур.

Справа от оси сегмента:

$$X_i = \lambda_i + [(\lambda_5 - \lambda_i) \cos \alpha - \psi_i \sin \alpha] \cos \beta / \cos(\beta - \alpha), \quad (6.1),$$

где α угол наклона сегмента, β – угол наклона структуры

$$Y_i = \varphi_i + (X_i - \varphi_5) \operatorname{tg}(90 - \alpha) \quad (6.2)$$

Левая часть:

$$X_i = \lambda_i + [(\lambda_5 - \lambda_i) \cos \alpha + \psi_i \sin \alpha] \cos \beta / \cos(\beta - \alpha) \quad (6.3)$$

$$Y_i = \varphi_i + (X_i - \varphi_5) \operatorname{tg}(90 - \alpha) \quad (6.4)$$

φ_i и λ_i – текущие координаты

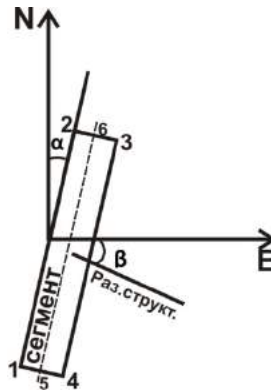


Рис. 6.3.2. Схема выборки землетрясений

φ_5 и λ_5 – нижние координаты точки средней линии сегмента

φ_6 и λ_6 – верхние координаты точки средней линии сегмента.

$\psi_i = \varphi_i - \varphi_5$; $\Sigma = \lambda_i - \lambda_5$; $\beta > \alpha$. Когда $\alpha = \beta$, β - заменяется α -ой; $\cos(\beta - \alpha) = 1$

Если β имеет левый поворот?! Наверно имеется общее решение $\lambda_5 + \psi_i \operatorname{tg} \alpha$. $\lambda_i < \lambda_5 + \varphi_1 \lambda_1$, $\varphi_2 \lambda_2$, $\varphi_3 \lambda_3$, $\varphi_4 \lambda_4$ определены заранее. Координаты $\varphi_5 \lambda_5$ и $\varphi_6 \lambda_6$ определяются:
 $\varphi_5 = (\varphi_1 + \varphi_4) / 2$; $\lambda_5 = (\lambda_1 + \lambda_4) / 2$; $\varphi_6 = (\varphi_1 + \varphi_4) / 2$, $\lambda_6 = (\lambda_2 + \lambda_3) / 2$. Пункты, расположенные в сегменте, имеют скользкие (текущие) координаты φ_i , λ_i .

Часть 1:

а) внесение в рабочий каталог землетрясений абсолютных высот эпицентров;

б) определение магнитуд тех событий, для которых определена интенсивность в баллах, но не имеющих магнитуду, по формуле: $M = [I + 3.1 \lg(h) - 2.5] / 1.6$, где I – интенсивность в баллах, h – глубина очага. Возможно, это не корректно, но на статистике это не может отрицательно отразиться, зато не теряется информативность событий, особенно там, где их мало;

Такой с “поправками” каталог землетрясений является исходным при системной обработке совокупности землетрясений. Объем “исправленного” каталога, вероятно, составит около 60 тысяч событий землетрясений.

Территория Грузии и прилегающие к ней площади разбиваются на сегменты равномерным шагом в 20 минут под углом к меридиану, выбранном по усмотрению интерпретатора;

в) выборка событий из базового каталога землетрясений по сегментам, ориентированным на плоскости в географической системе координат;

Сегмент определен в форме четырехугольника с параллельными гранями: $\varphi_1\lambda_1, \varphi_2\lambda_2, \varphi_3\lambda_3, \varphi_4\lambda_4$ (рис. 6.3.2). Сегмент упрощенной прямоугольной формы: $\varphi_1=\varphi_4, \varphi_2=\varphi_3; \lambda_1=\lambda_2, \lambda_3=\lambda_4$. Простого параллелограмма: $\varphi_1=\varphi_4, \varphi_2=\varphi_3; \lambda_1<\lambda_2$ и $\lambda_3>\lambda_4$ – правый поворот; $\varphi_1=\varphi_4, \varphi_2=\varphi_3; \lambda_1>\lambda_2$ и $\lambda_3<\lambda_4$ – левый поворот. Угол поворота α вправо или влево возможно будет $\alpha=15^\circ-30^\circ$, длина сегмента 5.5° , а ширина $0.15^\circ-0.5^\circ$.

Для выборки событий из каталога по данному сегменту определяются граничные координаты этого сегмента: φ_i, λ_i должны попасть в интервал с фиксированными границами:

$$\varphi_i > \varphi_1, \varphi_i < \varphi_2 \text{ и } \lambda_i > \lambda_1 + (\varphi_i - \varphi_1) \operatorname{tg} \alpha, \lambda_i < \lambda_4 + (\varphi_i - \varphi_4) \operatorname{tg} \alpha, \text{ где } \alpha - \text{угол поворота.}$$

Выборка из каталога событий, попавших в пределы данного сегмента выполняется со всеми параметрами для дальнейшей обработки.

г) определение продольной средней оси сегмента в географической координатной системе, т.е. определение координат средней линии сегмента. Эта линия разделяет совокупность событий на правую и левую части, которые по разному трансформируются по отношению к средней линии сегмента;

д) у всех событий, попавших в пределы сегмента изменяется φ и λ в соответствии с их уровнем по отношению к средней осевой линии в следующем порядке.

Допустим, сегмент отклонен на $\alpha=15^\circ-20^\circ$ от меридиана по часовому ходу (рис.6.3.2.), $\varphi_1\lambda_1, \varphi_2\lambda_2, \varphi_3\lambda_3, \varphi_4\lambda_4$ определены. Координаты $\varphi_5\lambda_5$ и $\varphi_6\lambda_6$ начала и конца осевой линии определяются:

$$\varphi_5 = (\varphi_1 + \varphi_4) / 2; \lambda_5 = (\lambda_1 + \lambda_4) / 2; \varphi_6 = (\varphi_2 + \varphi_3) / 2; \lambda_6 = (\lambda_2 + \lambda_3) / 2.$$

Расположенные в сегменте землетрясения, имеют скользящие (текущие) координаты φ_i, λ_i . Сегмент, где осуществляется выборка, разделен на две части: левую с пунктами 1, 2 и правую с пунктами 3 и 4 (рис.6.3.2).

Дальнейшая процедура состоит в том, что для пунктов, расположенных при выборке по площади сегмента по средней $\varphi_5\lambda_5$ - $\varphi_6\lambda_6$ линии, с текущими координатами равными φ_i и λ_i эти последние изменяются на новые: $X_i = \lambda_5 + (\varphi_i - \varphi_5) \operatorname{tg} \alpha$ так, что для всех пунктов λ_i заменяется на другую X_i координату, изменяющуюся по $\varphi_5\lambda_5$ - $\varphi_6\lambda_6$ линии. Однако, для того, чтобы события, связанные со структурами, отклоненными от широтного направления на столько градусов на сколько и сегмент от меридиана, и после трансформации λ_i координат попали в ту же самую структуру, φ_i надо также изменить.

$$\text{Для левой части сегмента широта } - Y_i = \varphi_i - \psi_i \operatorname{tg}^2 \alpha, \text{ долгота } X_i = \lambda_5 + \psi_i \operatorname{tg} \alpha, \lambda_i < \lambda_5 + \psi_i \operatorname{tg} \alpha$$

$$\text{Для правой части сегмента широта } - Y_i = \varphi_i + \psi_i \operatorname{tg}^2 \alpha, \text{ долгота } X_i = \lambda_5 + \psi_i \operatorname{tg} \alpha, \lambda_i > \lambda_5 + \psi_i \operatorname{tg} \alpha, \text{ где}$$

$$\psi_i = \varphi_i - \varphi_5, \alpha - \text{угол поворота.}$$

Часть 2:

Выборка из каталога по сегменту, ориентированному в меридиональном направлении с целью составления вариограмм и разрезов, осуществляется заменой λ_i у всех событий, попавших в сегмент с λ_5 .

Часть 3:

Выборка осуществляется по в левонаклоненному сегменту:

$$\text{Для левой части } Y_i = \varphi_i - \psi_i \operatorname{tg}^2 \alpha; X_i = \lambda_5 - \psi_i \operatorname{tg} \alpha.$$

$$\text{Для правой части } Y_i = \varphi_i + \psi_i \operatorname{tg}^2 \alpha; X_i = \lambda_5 - \psi_i \operatorname{tg} \alpha; \text{ где } \psi_i = \varphi_i - \varphi_5.$$

Если геологические структуры ориентированы на СВ и требуется внести поправку в координаты φ_i , то выборка осуществляется по формулам:

Для левой части $Y_i = \varphi_i + \psi_i \operatorname{tg}^2 \alpha; X_i = \lambda_5 - \psi_i \operatorname{tg} \alpha$. Для правой части $Y_i = \varphi_i - \psi_i \operatorname{tg}^2 \alpha; X_i = \lambda_5 - \psi_i \operatorname{tg} \alpha$, где $\psi_i = \varphi_i - \varphi_5$.

6.3.3. К составлению сеймотектонических карт территории Грузии.

Сейсмос (землетрясение)-тектоника (строение) – сочетание процесса и его последствий – взаимно обуславливающие явления – одни из физических свойств Земли. Изучив закономерности процессов землетрясений можно установить тектонику земной коры и, в лучшем случае, верхней мантии, а изучив закономерности распределения землетрясений можно выявить места возможных землетрясений. Это есть сопутствующие друг другу и взаимно обуславливающие факторы. Однако формирование структур и последствия этих процессов в виде землетрясений проходят в скрытой форме, рассредоточено в геологическом смысле во времени и пространстве.

Вопросы взаимосвязи этих процессов не всегда ясны, проблематичны и устанавливаются на основе вторичных факторов. Наши попытки направлены на решение, в какой-то мере, следующей задачи – выявить места возможных землетрясений через изучение закономерностей пространственного распределения землетрясений. Выяснить корреляционную связь этого распределения с другими геофизическими полями, в комплексе попытаться установить тектонику и динамику земной коры и тем самым снизить неоднозначность решения этого сложного вопроса. Такие попытки делались многими опытными исследователями на уровне ручной и компьютерной обработки и даже с привлечением гравиметрических данных [81]. Однако некоторые из них требуют серьезного уточнения, другие составлены, в основном, с уклоном сейсмического районирования [78 и др.]. У нас свой подход к решению данного вопроса, заключающийся в применении метода статистической обработки, отличного от ранее используемых. Полагаем, нами получены вполне удовлетворительные результаты.

В природе землетрясение (за исключением технократического) обусловлено тектоническим смещением земных масс в земной коре и приурочено к определенным подвижным зонам земной коры, сформированным в прошлом геологическом времени.

Событие землетрясения является верным признаком тектонического смещения масс в данной местности на данной глубине (выше и ниже координат очага). Физические параметры, полученные в результате регистрации землетрясений, наиболее информативны из геофизических методов. Известно, что информативность физических явлений о среде, где они происходят, в идеальном случае зависит от мерности измеримых величин [94]. Поскольку при землетрясениях измеряются скорости объемных и поверхностных волн, их интенсивность, направленность, а также изменение некоторых параметров во времени, то информативность землетрясений высока. По данным землетрясений можно судить о глубинном строении (тектоническом), динамике и кинематике, физическом состоянии, глубине исследуемого объекта, нахождении в нем флюидов и некоторых эндогенных процессов. Кроме того, каждое событие землетрясения малой или большой интенсивности содержит информацию о будущем землетрясении, хотя и неопределенном по времени и интенсивности. Вся эта информация находится, разумеется, в скрытой форме. Получить ее трудно, но, до некоторой степени, возможно различными способами интерпретации. Вместе с тем, совокупность землетрясений, в каком бы виде не была дана, в текстовом или графическом, требует глубокого статистического анализа, возможно, количественных расчетов и различного подхода. Если посмотреть на карту географического распределения эпицентров землетрясений Грузии, вряд ли можно заметить на глаз какую-либо закономерность или корреляцию с геологией местности. Землетрясение (по статистическому определению) – случайное стохастическое событие, и совокупность этих событий имеет собственные математические ожидания различной степени, пространственное положение (координаты эпицентра и гипоцентра) и дисперсию. При определении координатного положения допускается значительная дисперсия, что еще больше осложняет картину систематики событий. Получается картина распределения эпицентров землетрясений со смешанной, нечетко разграниченной между собой кучностью. В таком случае, для разграничения территории по характеру совокупностей землетрясений ее следует разделить на мелкие линейные или площадные интервалы с учетом точности определения эпицентров землетрясений. В данном случае точность можно принять $\pm 3-10$ км.

Сущность первого варианта заключается в следующем. На территории исследований проводятся профили под углом 15° к меридиональному направлению через 15 км (8 минут), как на рис. 6.3.2. от западной границы территории с морем до слияния р.Алазани с р.Курой, начала и концы профилей будут расположены за пределами Грузии, в зависимости от наличия сейсмологических материалов. Для каждого профиля определяются ϕ и λ в географической системе координат. На эти профили проецируются все землетрясения, которые попадают в 7.5

км (4 минуты) полосе с левой и правой стороны от профиля, т.е. выбираются совокупности землетрясений, размещенные в 15 км полосе (8 минут) без перекрытия. Для каждой точки совокупности в пределах 15 км полосы φ и λ изменяются по вышеприведенным формулам. На каждом профиле строятся суммарные гистограммы распределения землетрясений с шагом 0.5 или 1.0 км в масштабе карт 1:500000. На диаграммах события землетрясений наносятся с точностью ± 250 м. Таким образом, получены варианты распределения эпицентров землетрясений, спроецированных на профили. Графики распределения эпицентров землетрясений анализируются, выделяются, а аномалии разграничиваются для дальнейшей статистической оценки.

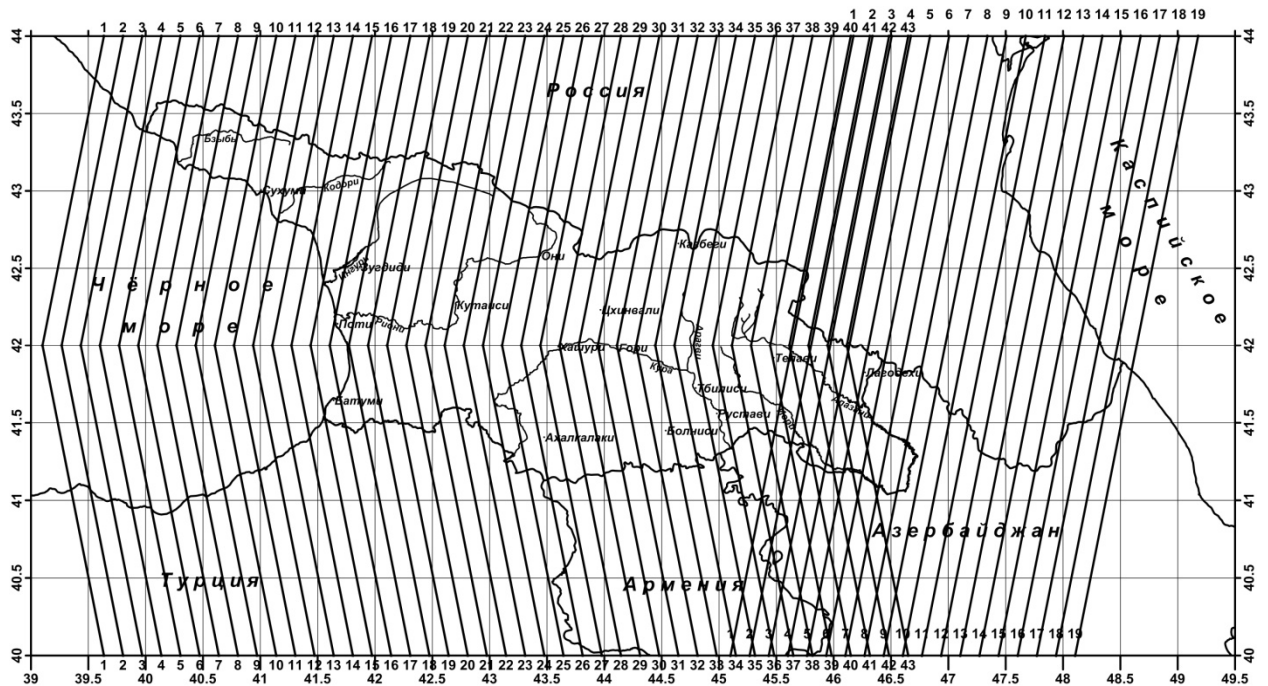


Рис. 6.3.3 Профили трассирования структур на глубине по землетрясениям

По аномальным гистограммам оцениваются математические ожидания 1-3 степени, модель распределения, размах аномалий. Определяется суммарная магнитуда, энергия, количество событий и прочее. Все это, по мере надобности, записывается под аномалиями, а затем наносится на карту 1:500000 масштаба.

Второй вариант статистической обработки землетрясений заключается в следующем:

1. Карта географического распределения землетрясений той же территории разбивается квадратной сетью через 8 минут (по φ и λ) – приблизительно 15 км. Каждой ячейке присваивается номер и координаты углов и центра, и данные сохраняются.
2. Из каталога землетрясений производится выборка событий по ячейкам.
3. Определяется математическое ожидание первой степени M_1 , среднее квадратическое отклонение M_2 , коэффициент симметрии M_3 .
4. Аналогично пункту 3 можно определить E_1, E_2, E_3 .
5. Определяется период повторяемости событий вообще и по интервалам интенсивности.
6. Изучается изменение интенсивности во времени на фоне общего распределения.
7. Производится оценочная параметризация (по мощности, глубинности, простиранию, наклон) разрывной тектоники.

6.3.4. Составление распределения очагов землетрясений в вертикальной плоскости по магистральным профилям

Для изучения природы землетрясений и сейсмотектоники сейсмоактивных регионов необходимо проследить распределение очагов по соединяющим их вертикальным плоскостям - по магистральным профилям.

Магистральные профили представляют собой среднюю осевую линию прямоугольника шириной 8 минут (в географической системе координат), на которую проецируются все эпицентры очагов, попавшие в данный сегмент, а сами очаги распределяются на плоскости, проходящей по магистральному профилю вертикально с целью различной статистической обработки и интерпретации (рис.6.3.4).

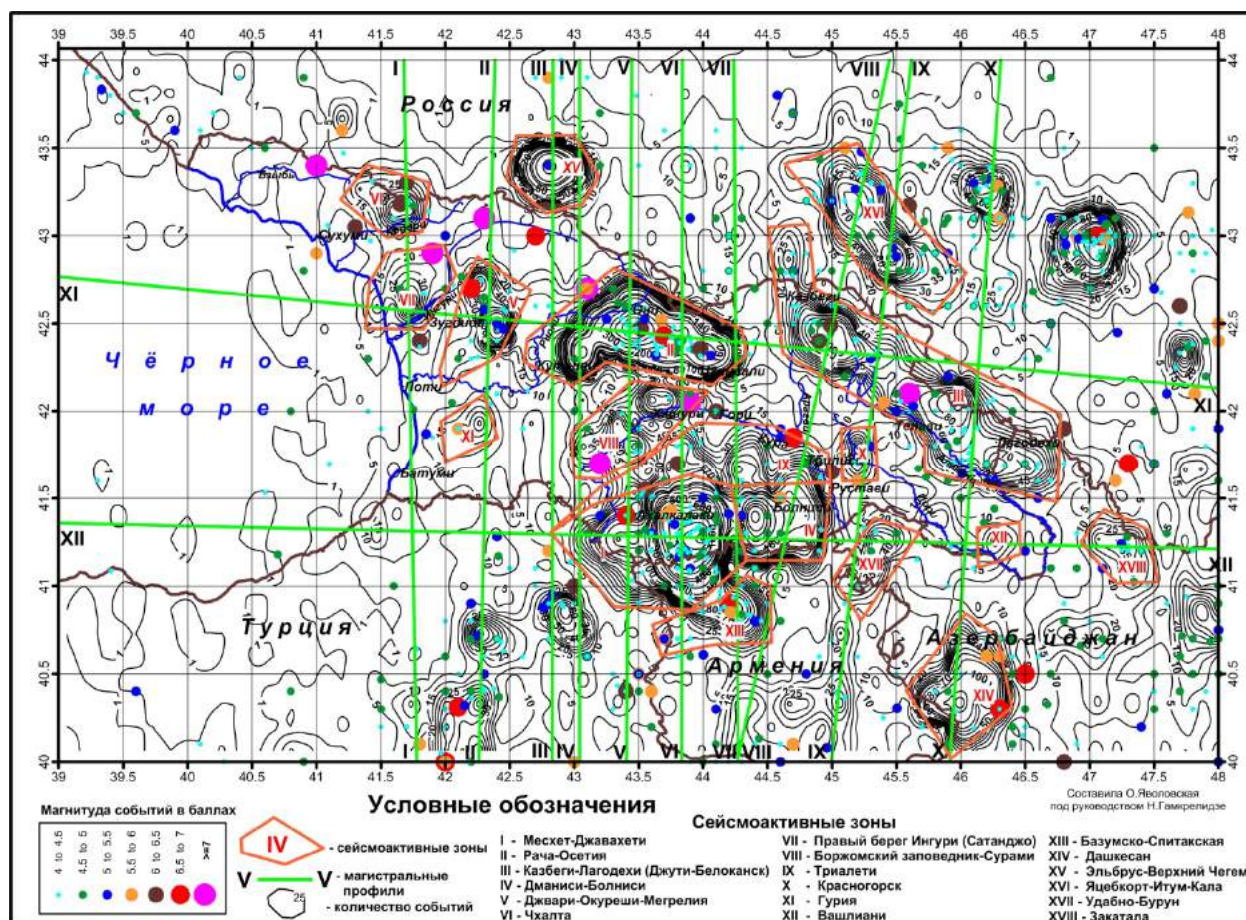


Рис. 6.3.4. Схема магистральных профилей на фоне сейсмичности Грузии и прилегающих территорий.

Глубина очагов h_i в каталогах землетрясений берётся с дневной поверхности эпицентра, абсолютная высота эпицентра не дается; в нашем же рабочем каталоге она уже восстановлена – H_i . Так как для статистической обработки очагов землетрясений необходимо знание их абсолютных высот, следует определить абсолютные высоты всех очагов землетрясений. Глубины очагов определяются по формуле: $h_j = h_i - H_i$. Определяется рельеф топографии по магистральному профилю по системе высот $H = F(\phi, \lambda)$. Интерпретация выполняется поэтапно.

На первом этапе под рельефом профиля строится распределение очагов землетрясений, анализируется системное распределение очагов (в вертикальной плоскости профили очаги располагаются более упорядочено), выделяются структурные элементы. События, определяющие эти элементы аппроксимируются методом наименьших квадратов. Определяются элементы структур – наклон, угол, мощность зоны, возможные разрывы и прочее. Элементы структур обозначаются символами и наносятся на карту и в разрезы.

На втором этапе профиль разбивается по ячейкам через одну минуту, просчитываются попавшие в ячейку события и составляется гистограмма распределения событий. Аналогичные гистограммы составляются по глубинам 0-7, 7-14, 14-21, 21-28 км (на самом деле обработаны интервалы: 0-6, 7-13, 14-20 и 21-27 км, что не дает большой разницы). Выполняется статистическая обработка всех гистограмм в целом и по аномальным участкам. Выделяются главные и сопутствующие структуры с учетом статистических оценок. Результаты наносятся на карты и разрезы.

На третьем этапе на основе материалов предыдущих этапов выполняется структурный анализ и конструирование тектоники.

Формальный визуальный анализ распределения сейсмичности территории исследования (рис.6.1.2) показывает, что регионы, районы, участки сейсмичности различаются морфоструктурой, интенсивностью землетрясений и прочими признаками. Можно предполагать, что они также отличаются внутренней органической самобытностью и собственной закономерностью. С целью установления предполагаемых закономерностей, по всему пересечению территории (рис.6.3.4) выполнен профильный статистический анализ по выше приведенной методике.

Рассматривая распределение очагов землетрясений в вертикальной плоскости профилей, пересекающих территорию Грузии и прилегающие к ней площади, можно установить некоторые общие черты структурирования очагов землетрясений, а также динамики и кинематики подвижных зон. Однако, прежде всего, интерес представляют статистические закономерности землетрясений, как стохастического явления природы. Анализ эмпирического материала профилей (рис.6.3.4) показывает, что каждая аномалия характеризуется своеобразным распределением гипоцентров в разрезе, их системным раскладом и структурированием. Для иллюстрации сказанного приведем характеристику некоторых профилей.

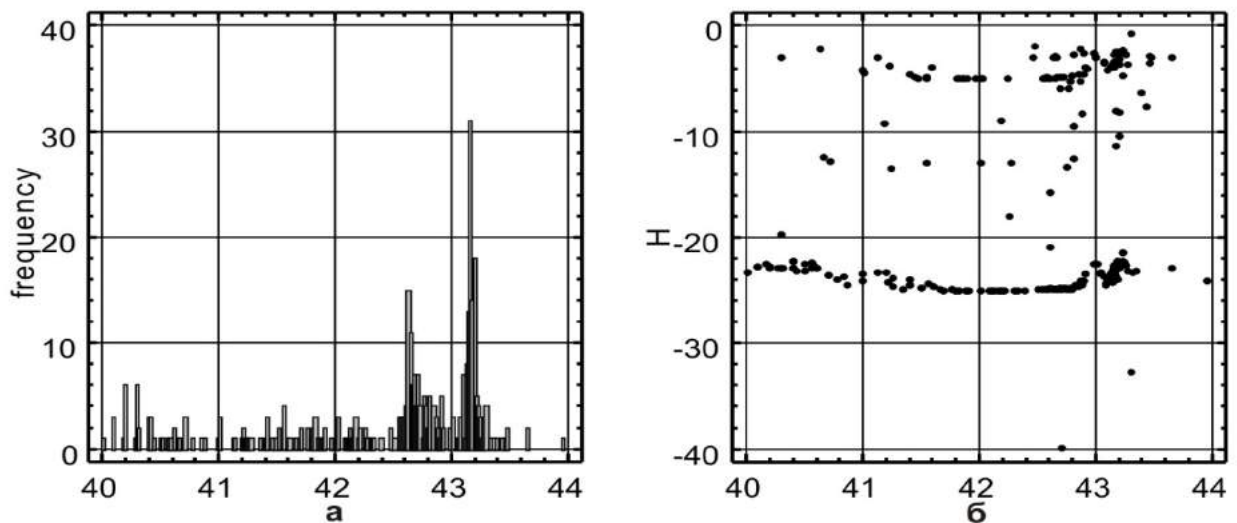


Рис.6.3.5. Магистральный профиль I: а) гистограмма гипоцентров, б) распределение гипоцентров в вертикальной плоскости.

Первый магистральный профиль (рис. 6.3.4) проходит по восточному побережью Черного моря, начинается в Турции и заканчивается за Главным хребтом Большого Кавказа. На этом пути, линии изоколичества гипоцентров отмечены редко. В начале профиля отмечается слабая аномалия с отметкой в эпицентре 30 единиц, далее до 42.5° фоновый уровень землетрясений ниже 5 единиц (изолиния отсутствует). На этой широте зафиксирована аномалия сейсмичности - “Правый берег Ингури”, затем “Чхалтинская” на 43° широты. Описанную обстановку отражает представленная здесь гистограмма (рис.6.3.5а), которая между названными аномалиями заполнена событиями, не отмеченными на карте (рис.6.3.3), но содержащимися в каталоге, используемом нами при составлении гистограмм. Совокупность землетрясений, содержащихся в гистограмме в разрезе, распределена следующим образом (рис. 6.3.5б). Гипоцентры распределены от 0 до 25 км глубины, только 2 гипоцентра отмечены ниже этой глубины (под “Чхалтинской” аномалией). Следует особо подчеркнуть, что на этом разрезе, как и на других профилях (рис.6.3.2), четко выделяются системно в две линии разложенные гипоцентры. Одна такая линия расположена на глубинах: $-1 \div -5$ км, другая: $-21 \div -25$ км. Между ними разбросаны единичные гипоцентры землетрясений. Эти системные линии нарушены только в аномальных местах. Системные линии отображают морфологию плоскости раздела неоднородностей, слагающими которых являются слабые, фоновые землетрясения.

Пятый магистральный профиль (рис. 6.3.4) проходит через северную Турцию, Южную Грузию, Рача-Осетинскую аномалию и переходит на Северный Кавказ. В первой части отмечены гипоцентры землетрясений фоновой частоты. В средней части профиль пересекает аномалии Ахалкалакского плато и Боржомского заповедника. В третьей части – Рача-Осетинскую

аномалию, в конечной, северной части, переходит за Главный хребет Большого Кавказа, где частота событий чуть выше фонового уровня.

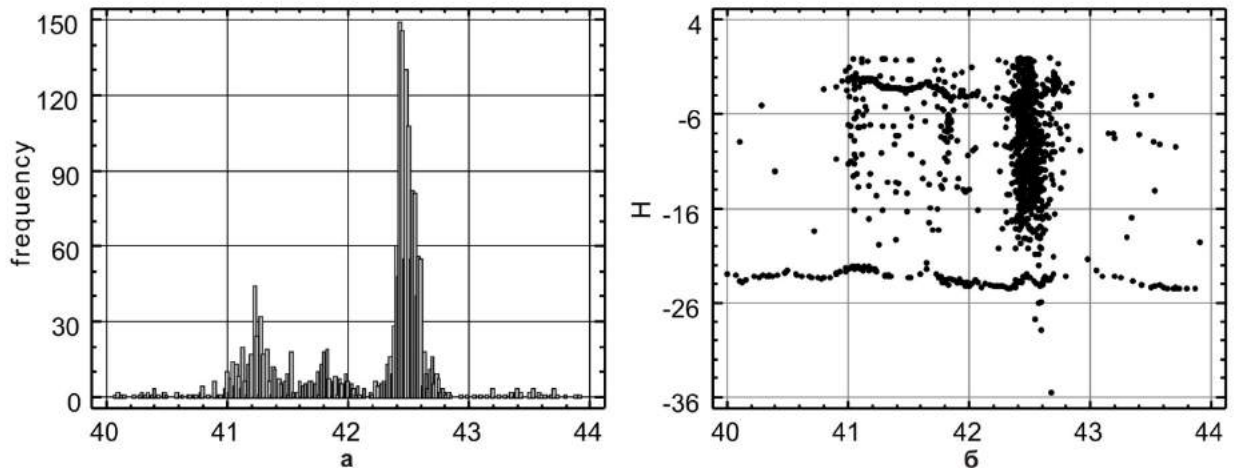


Рис.6.3.6. Магистральный профиль V: а) гистограмма гипоцентров, б) распределение гипоцентров в вертикальной плоскости.

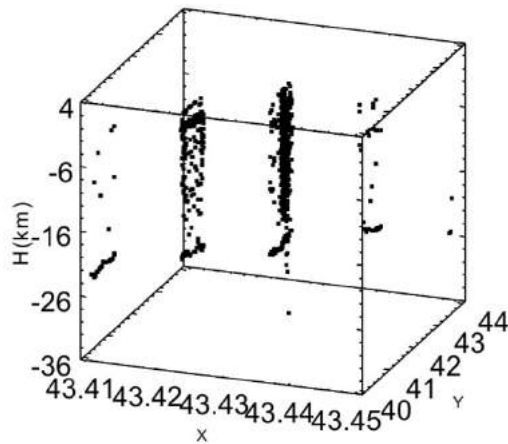


Рис.6.3.7. Магистральный профиль V, распределение гипоцентров в ракурсе под 45°.

Контрастность частоты и интенсивности событий землетрясений по профилю (рис.6.3.6а) между южными аномалиями и Рача-Осетинской аномалией колоссальная. Эти признаки можно яснее наблюдать в вертикальной плоскости распределения гипоцентров (рис.6.3.6б).

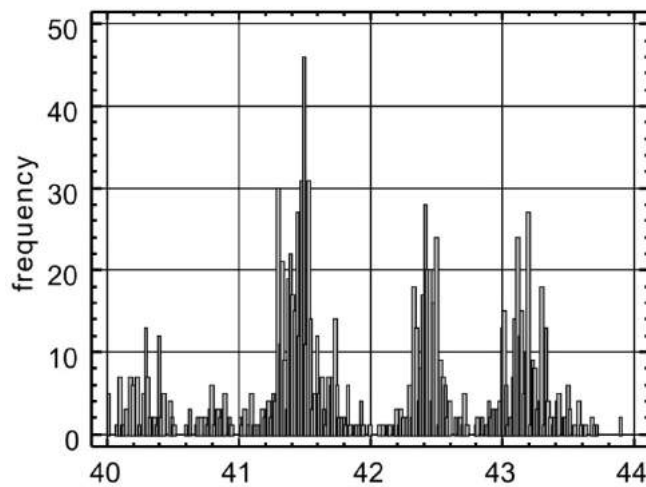


Рис.6.3.8. Магистральный профиль VIII, гистограмма гипоцентров.

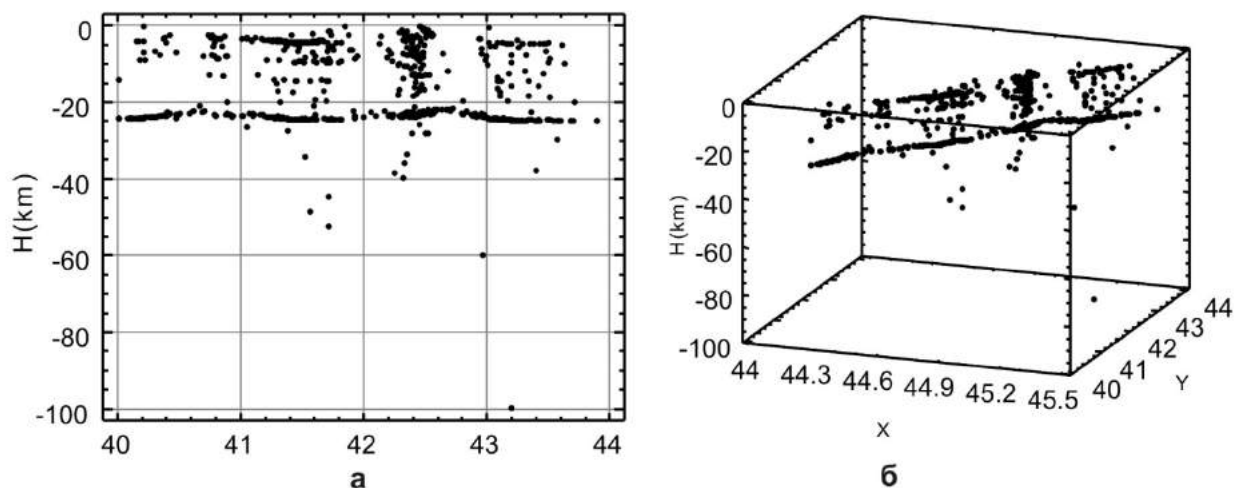


Рис.6.3.9. Магистральный профиль VIII: а) распределение гипоцентров, б) распределение гипоцентров в ракурсе под 45°.

Магистральный профиль VIII пересекает центральную часть Кавказа, начинаясь южнее г. Алагез на армянско-гулецкой границе, проходит рядом с г. Болниси, за г. Мцхета рядом с р. Арагви, в двух десятках километров восточнее г. Казбеги, затем оказывается между Чечней и Дагестаном. По пути профиль пересекает 5 различных сейсмоактивных аномальных районов (рис.6.3.4)

По гистограмме (рис.6.3.8) можно сравнить отраженные на ней аномалии по количеству совершившихся событий, а по схеме распределения гипоцентров (рис.6.3.9) - системность раскладки гипоцентров. С позиции этих признаков группы гистограмм различаются между собой. Первые два максимума, относимые к Малому Кавказу, визуальны асимметричны. Два последних, которые относятся соответственно к южному и северному склонам Большого Кавказа, симметричны, хотя во внутривидовом отношении этого сказать нельзя (рис.6.3 а). На этом рисунке в южной части малым количеством землетрясений и неглубокими гипоцентрами первой отмечается область г. Алагез (погасшего молодого вулкана).

Вторая группа гипоцентров относится к краевой части Спитакской аномалии. Гипоцентров здесь также немного, но сгруппированы они гуще и распределены до 20 км глубины.

Третья группа относится к Болнисской зоне, отмечается на этом сечении частыми событиями, относительно системно расположенными гипоцентрами в вертикальном и горизонтальном направлениях и наличием под основанием ниже 24 км глубинных очагов землетрясений.

Четвертая группа очагов – это Казбегско-Лагодехская зона со столбообразным распределением гипоцентров до 40 км глубины.

Пятая группа гипоцентров находится на северном склоне Большого Кавказа по пересечению сейсмической аномалии Яцебкорт-Итум-Кала, довольно насыщена событиями землетрясений с системными гипоцентрами, достигающими 40 км глубины. Между этими аномальными группами нет связей в латеральном плане, но все они ограничены снизу непрерывной плоскостью раздела, заполненной очагами землетрясений. В другом ракурсе рассмотренный разрез приведен на рисунке 6.3.9б.

Магистральный профиль XI проходит вдоль южного склона Большого Кавказского хребта охватывает “Правый берег Ингури”, “Джвари-Окуреш-Мегрельскую” “Рача-Осетинскую”, “Казбегско-Лагодехскую” аномалии (рис.6.3.4). Формы и пики гистограмм по профилю определяют сейсмическую обстановку вдоль Южного склона Большого Кавказа. (рис. 6.3.10а). Эта теза более очевидна на разрезе вертикального распределения гипоцентров (рис.6.3.10б). Аномалия сейсмичности “Правый берег Ингури” группируется в верхней части разреза. Далее “Джвари-Окуреш-Мегрельская” аномалия представлена в разрезе столбом и систематизирована до опорного горизонта.

“Рача-Осетинская” аномалия занимает в длину 100 км, начиная от 43° и до 44° долготы. Этот интервал до опорного горизонта напичкан гипоцентрами так, что между ними нет просвета. Под

этой аномалией ниже опорного горизонта распределены гипоцентры в количестве 10 и до глубины 36 км. Здесь, очевидно, имеется разлом глубинного заложения.

К востоку в 70-80 км от Рача-Джавской аномальной площади просвечивается “Казбегско-Лагодехская” аномалия шириной более 100 км, но с меньшей плотностью распределения гипоцентров и большей глубиной их погружения - ниже опорного горизонта. Здесь, без сомнения, проходит глубинный разлом.

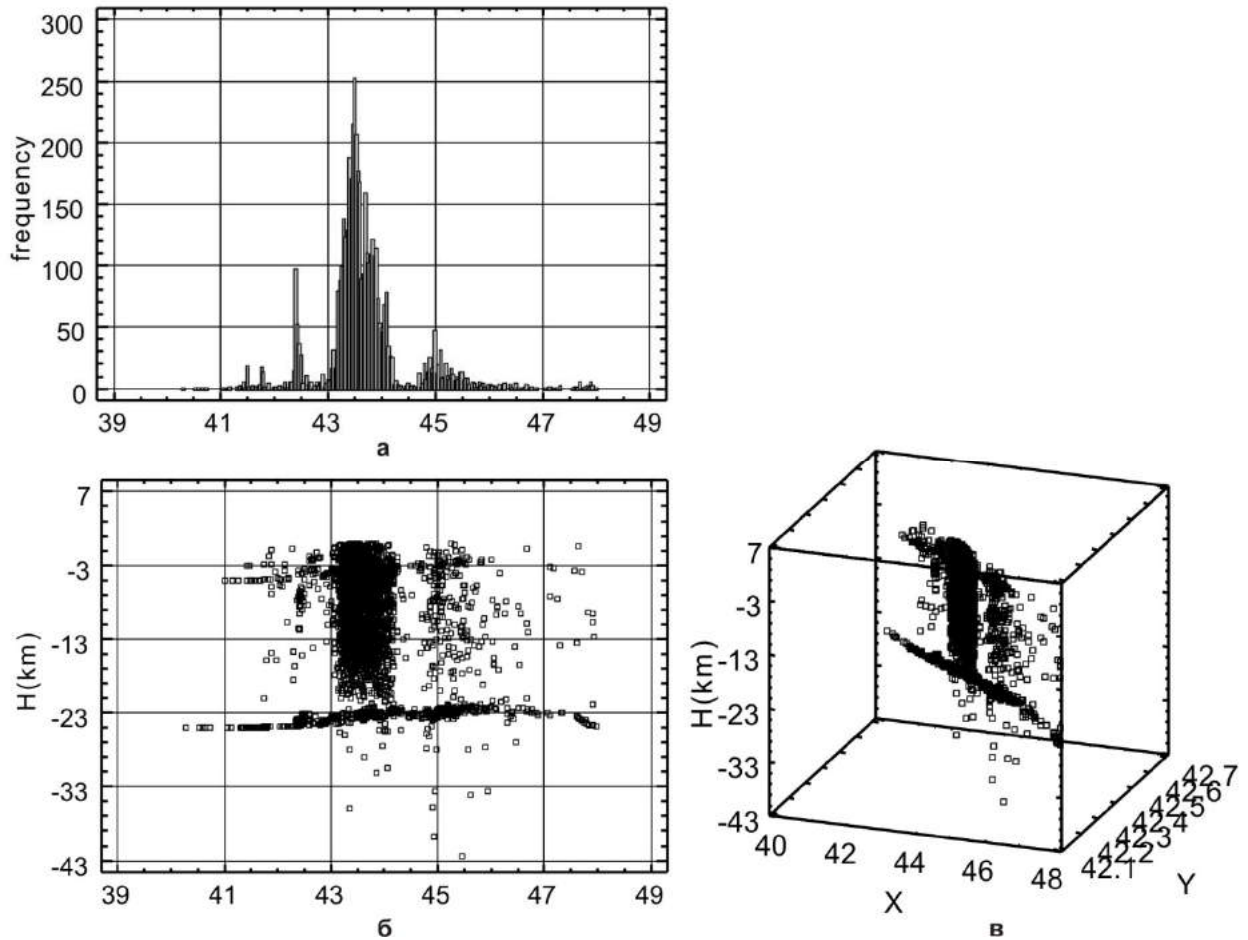


Рис.6.3.10. Магистральный профиль XI: а) гистограмма гипоцентров, б) распределение гипоцентров в вертикальной плоскости, в) распределение гипоцентров в ракурсе под 45°

Интерес представляет рассмотрение аномалии этого профиля в разном плоскостном и объемном ракурсе (рис. 6.3.10б,в).

На рисунках 6.3.11а,б и 6.3.12а,б представлены все гистограммы тех же выше рассмотренных магистральных профилей на разных глубинах. Они пересекают различные сейсмические регионы в различном направлении. Поэтому, естественно, порядок максимумов и их формы различны. Мало того, различными оказались и изменения их статистики по глубинам.

Магистральный профиль-I проходит по простиранию структур. Он начинается в акватории Чёрного моря и пересекает на суше аномалии сейсмичности: “Правый берег Ингури” и “Чхалтинскую” (рис.6.3.11а).

Магистральный профиль V, ориентация которого описана выше, охватывает аномалии: “Месхет-Джавахетскую”, “Боржомский заповедник-Сурамскую” и “Рача-Осетинскую”.

По характеру изменения статистики можно различить гистограммы эпицентров – суммарной проекции гипоцентров, сохраняющей: а) максимумы и форму на всех интервалах (0-6; 7-13; 14-20 и 21-27 км), б) на трех, в) на двух и г) на одном интервале глубин, различающихся по частоте происходящих в них землетрясений.

Они больше всего происходят в первом интервале, затем в четвертом, во втором значительно реже, а в третьем еще меньше (таблица 6.1.2). Такова сейсмичность в соответствии с интенсивностью этих интервалов.

Следует отметить, что априорной причиной группирования эпицентров (гипоцентров) по профилю и представлния их в виде гистограмм является постулат того, что землетрясение связано

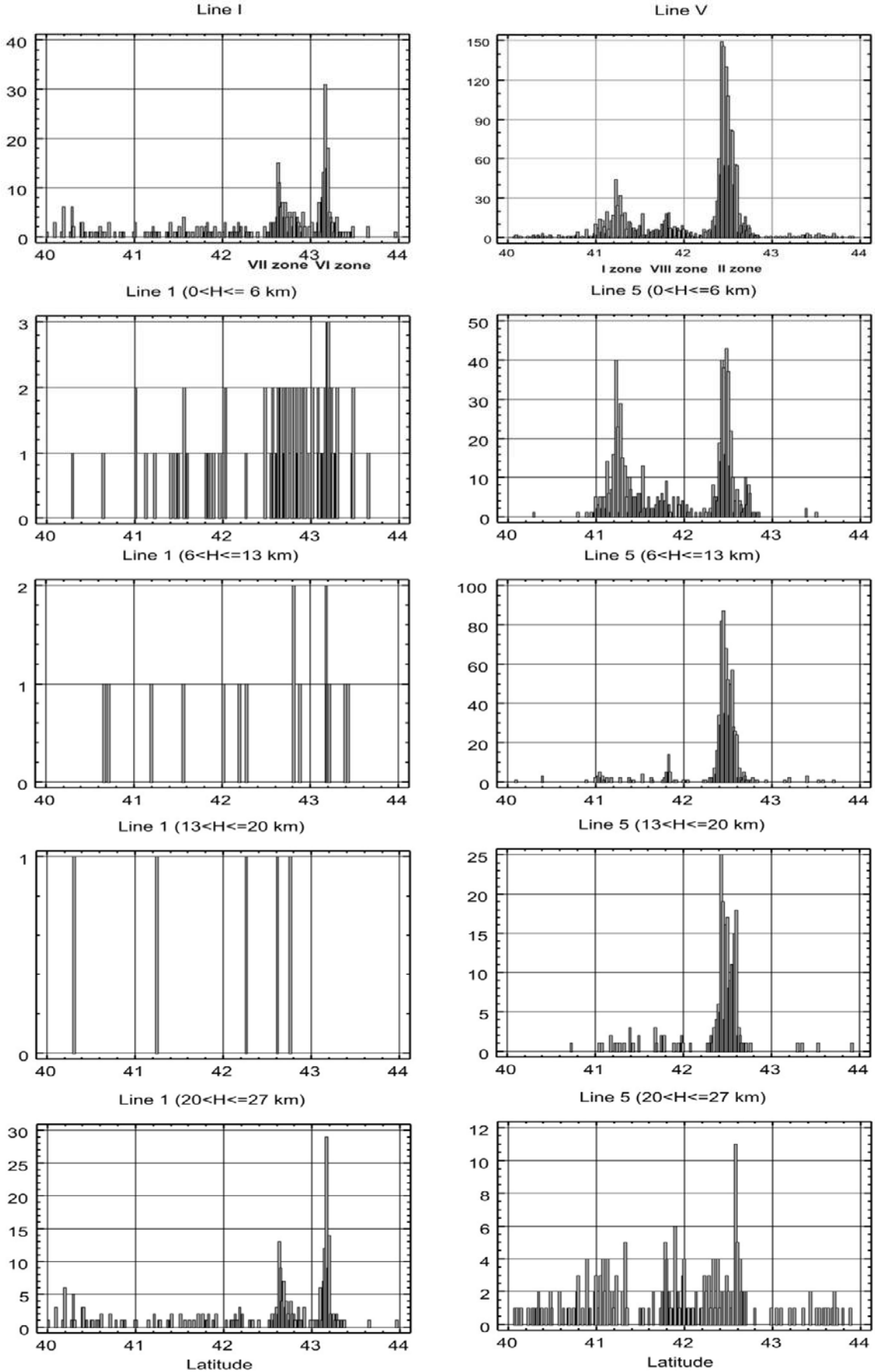


Рис. 6.3.11. Гистограммы гипоцентров магистральных профилей на различных глубинах: а) профиль I; б) профиль V.

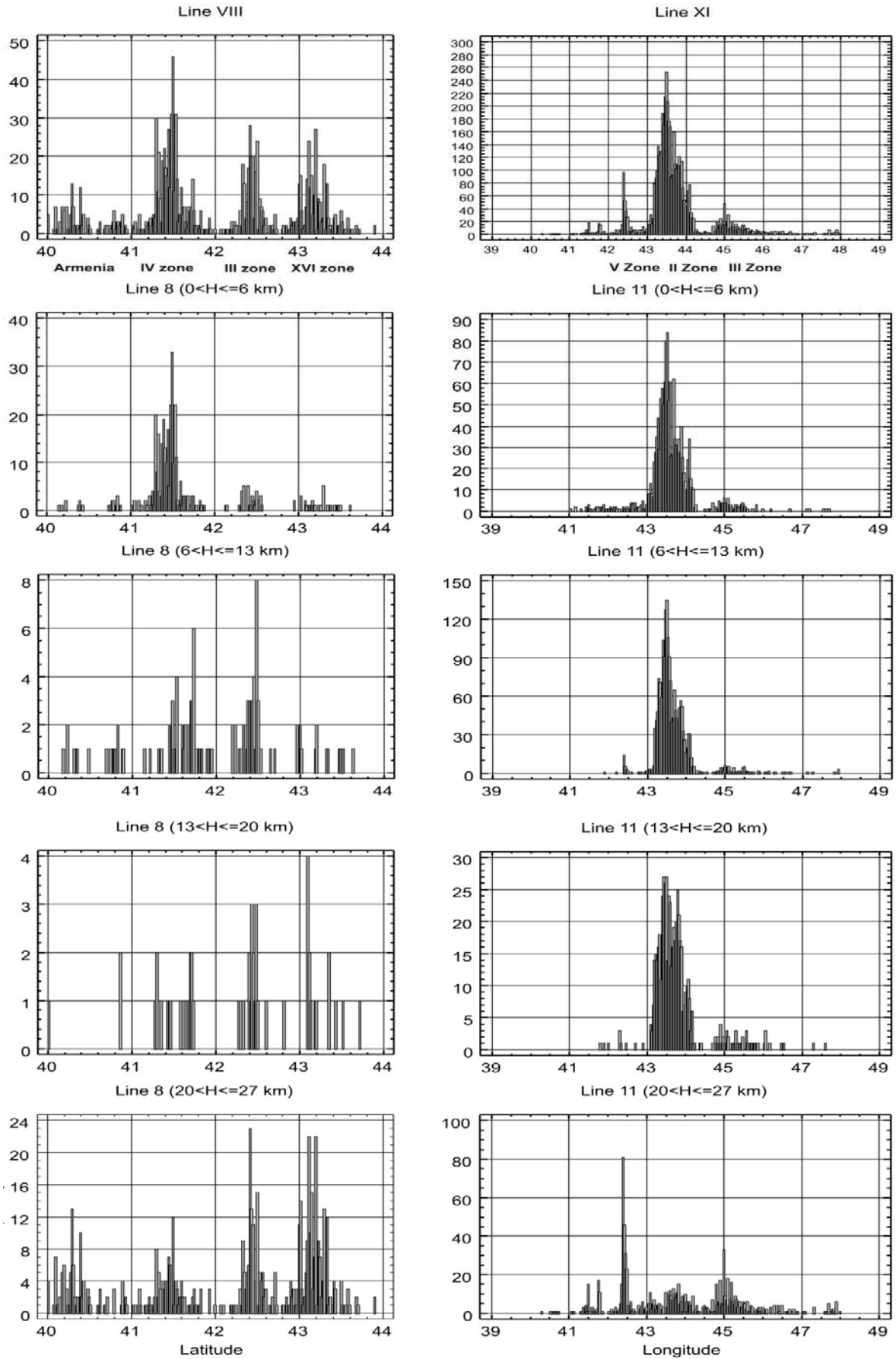


Рис. 6.3.12. Гистограммы гипоцентров магистральных профилей на различных глубинах:
 а) профиль VIII; б) профиль XI.

с разрывным нарушением в земной коре. И группирование их, и максимум этой группы – это признаки существования разрывной структуры. Максимум гистограммы - математическое ожидание совокупности есть наиболее вероятное место-центр разлома. Дисперсия совокупности гистограмм позволяет оценить достоверность этого центра или мощности разлома. Поэтому мы считаем, что сколько существует отдельных максимумов со своей отдельной совокупностью, то столько же должно быть и разломов. Ранжирование их по представительности (глубинности и прочее) должно быть осуществлено по характеру изменения гистограмм на глубине.

С этой целью здесь выполняется пробная статистическая обработка данных землетрясений.

Зона сейсмичности, будь то крупная или мелкая, характеризуется нормальным законом распределения. На гистограммах очагов распределения теоретические кривые нормального и логнормального закона распределения представляются одной и той же кривой, т.е. мы имеем дело с идеальным совпадением. Что касается проверки природы распределения по трем статистическим параметрам – среднему, моде и медиане, то по всем гистограммам можно заключить, что они всюду соответствуют нормальному распределению. Оно нарушается только при определении этого параметра для всего профиля. Аномальный участок представляет собой источник стохастических случайных событий, разбросанных на расстоянии более 300 км, и статистические оценки для такого характера массива будут непропорциональными. Образы гистограмм отдельных аномальных участков различны. Каждая зона, каждый участок сейсмичности своеобразны. Статистические оценки событий землетрясений по зонам выполнены по 12 профилям (рис. 6.3.4), но для иллюстрации здесь приведены только по двум (рис. 6.3.13, 6.3.14).

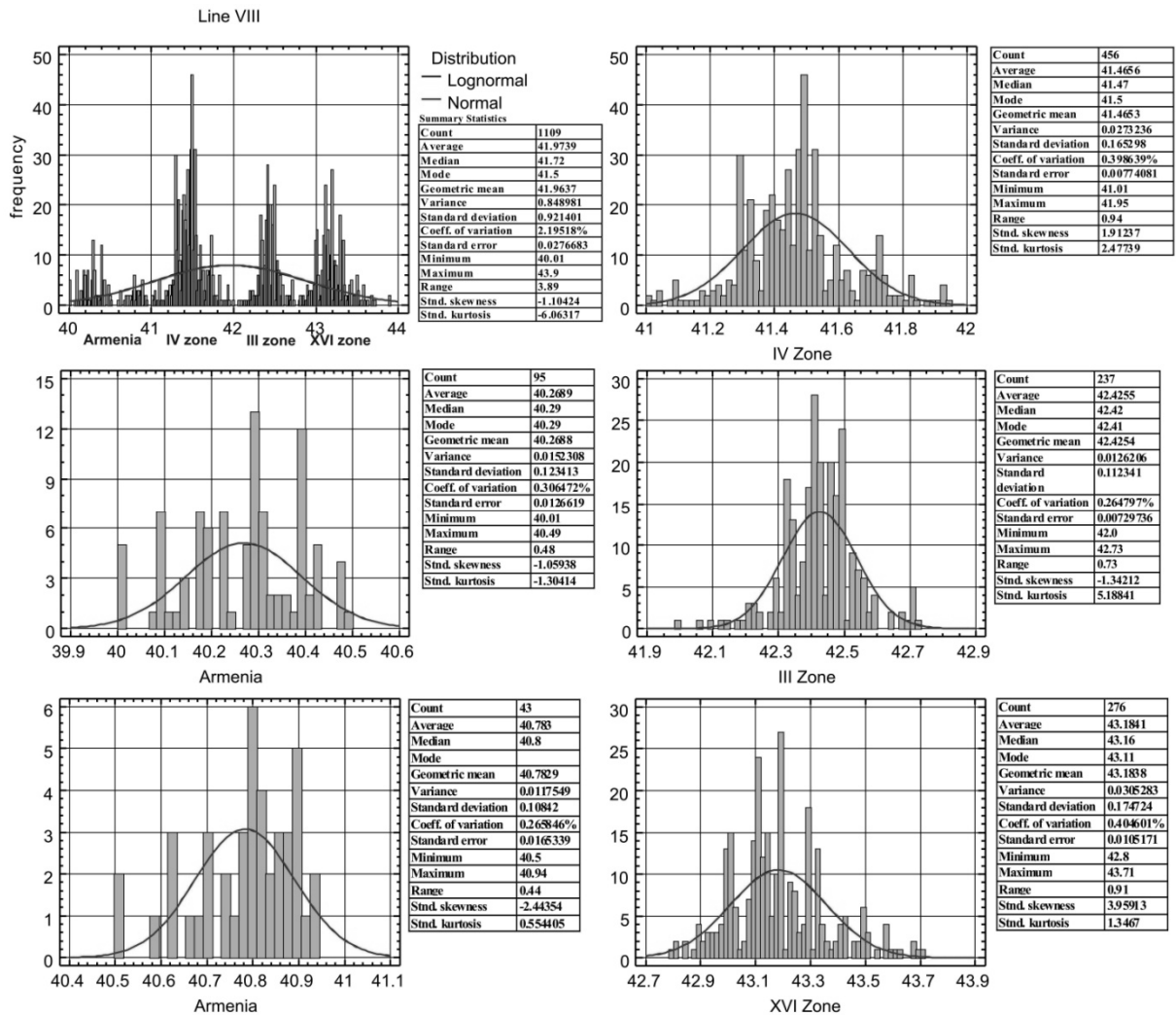
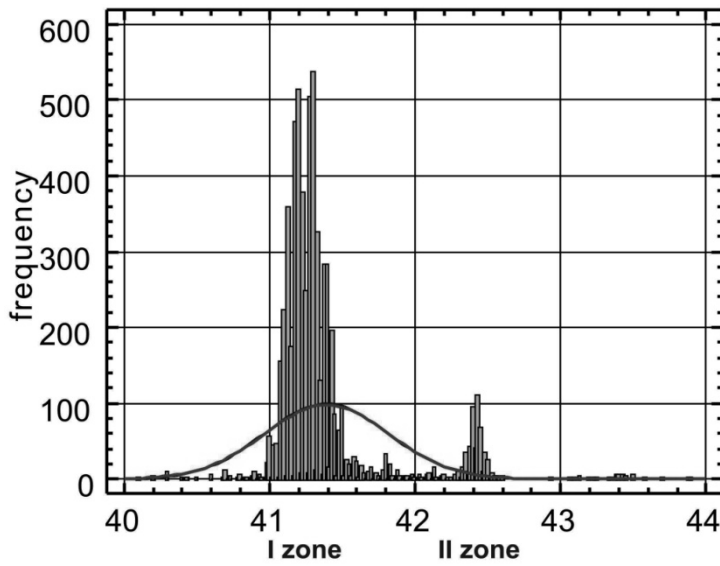


Рис. 6.3.14. Гистограммы событий землетрясений VIII профиля по зонам.

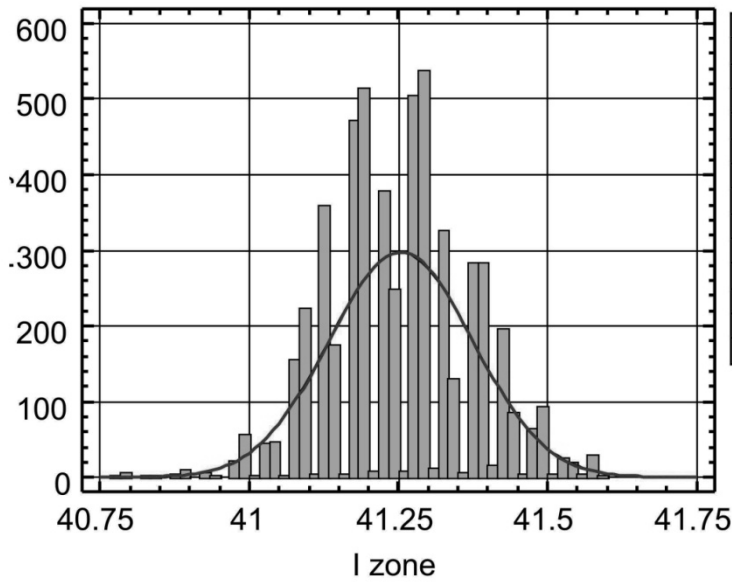
Line VI



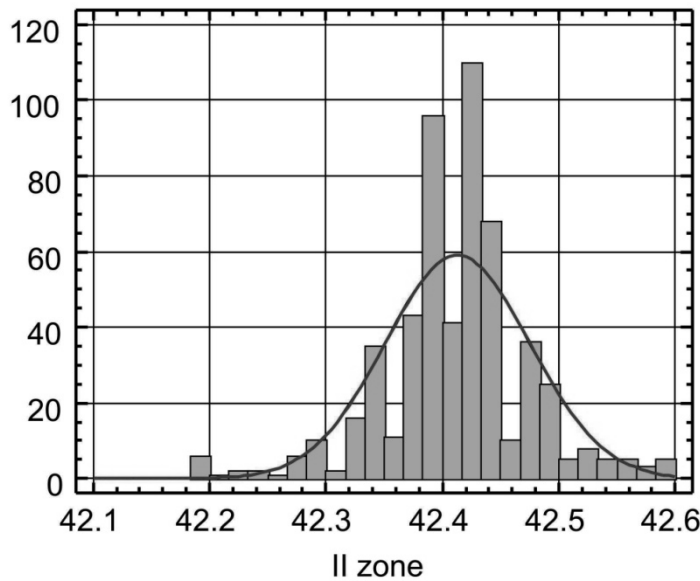
Distribution
 — Lognormal
 — Normal

Summary Statistics

Count	6338
Average	41.3938
Median	41.28
Mode	41.3
Geometric mean	41.3917
Variance	0.18364
Standard deviation	0.428533
Coeff. of variation	1.03526%
Standard error	0.00538279
Minimum	40.0
Maximum	43.9
Range	3.9
Std. skewness	71.0505
Std. kurtosis	96.6751



Count	5400
Average	41.2545
Median	41.25
Mode	41.3
Geometric mean	41.2543
Variance	0.0146064
Standard deviation	0.120857
Coeff. of variation	0.292955%
Standard error	0.00164466
Minimum	40.78
Maximum	41.59
Range	0.81
Std. skewness	0.0290367
Std. kurtosis	1.62224



Count	552
Average	42.4131
Median	42.42
Mode	42.42
Geometric mean	42.4131
Variance	0.00387296
Standard deviation	0.0622331
Coeff. of variation	0.146731%
Standard error	0.00264882
Minimum	42.2
Maximum	42.59
Range	0.39
Std. skewness	-3.19472
Std. kurtosis	8.81128

Рис. 6.3.13. Гистограммы событий землетрясений VI профиля по зонам.

Главной особенностью всех профилей является распределение очагов землетрясений в вертикальной плоскости на глубинах до 30 км. На всех профилях без исключения выделяются системно, с небольшим (1-2 км) отклонением от горизонтального направления, непрерывно в две линии расположенные очаги землетрясений. Одна линия проходит на глубине 4-6 км, вторая – на 22-26 км, без какой-либо искусственной систематизации. Между этими горизонтами очаги землетрясений на профилях распределены по-разному. Таково- 90% профилей (рис. 6.3.6 и 6.3.9).

Там, где гипоцентров мало, о системном разложении очагов речи быть не может (рис. 6.3.15, профиль IV), но таких профилей очень мало.

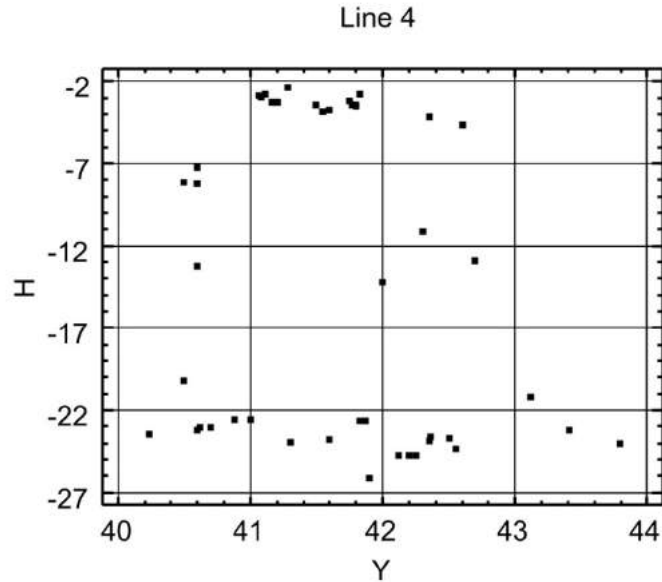


Рис. 6.3.15 Распределение гипоцентров в разрезе по профилю IV.

На других профилях наблюдается различное группирование очагов – типа расслоения в промежуточной среде (профиль VIII, рис.6.3.9.). В то же время наблюдается различный вертикальный расклад очагов в зонах Рача-Осетинской и Джавахетского нагорья и разнонаправленным наклоном (профили VIII, XI и IX на рис.6.3.9, 6.3.10, 6.3.16)

Приведенные системные, но различные разложения очагов можно объяснить своеобразным тектоническим строением региона в целом и отдельных участков, в частности. В общем, сложные сейсмологические разрезы отражают сложное глубинное строение.

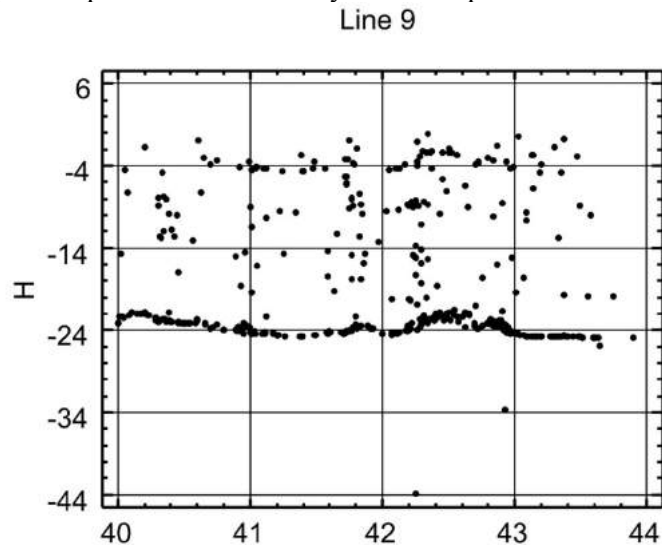


Рис. 6.3.16. Распределение гипоцентров в разрезе по профилю IX.

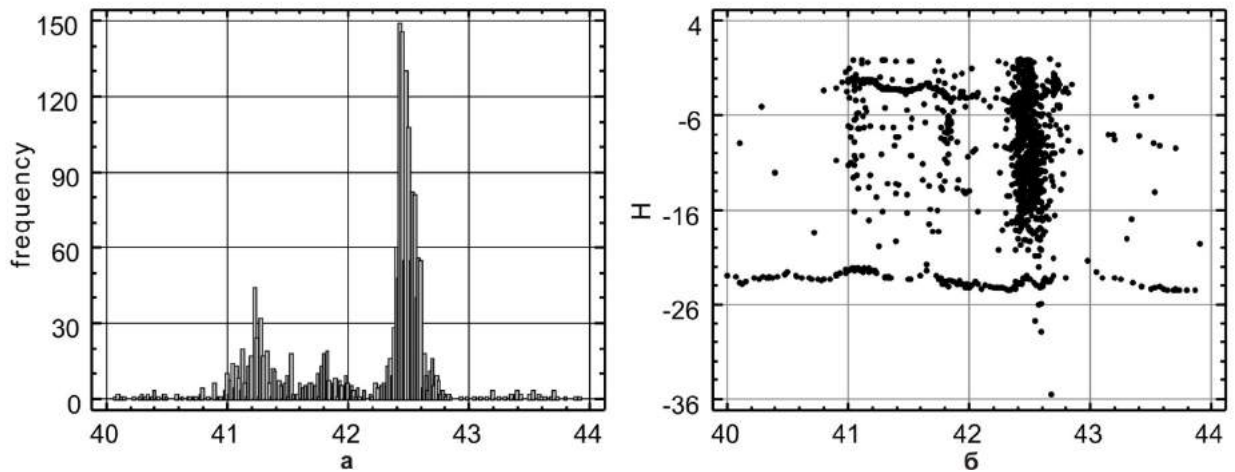


Рис. 6.3.17. а) Гистограмма по профилю V, б) Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости по тому же профилю.

Профиль V (рис. 6.3.17) пересекает Джавахетскую сейсмоактивную зону, ее западную часть. Он интересен тем, что распределение гипоцентров отождествлено различным графическим способом, одинаково фиксирующим разрывную тектонику. Максимумы на всех приведенных графиках соответствуют осевой части разрывной тектоники, а ширина максимума - поперечному сечению возможной мощности.

Те элементарные статистические оценки случайных стохастических событий землетрясений, совсем небольшая часть которых приведена выше, оказались недостаточными для объяснения ряда вопросов, возникших при геологическом толковании полученных результатов. Поэтому приходится привести сравнительный анализ уже систематизированного по профилям первичного материала гипоцентров, распределенных в вертикальной плоскости. Это формальное описание профилей приводится здесь раздельно для Большого и Малого Кавказа, поскольку рисовки гипоцентров значительно различаются меж собой.

На Большом Кавказе, как было сказано ранее, в распределении гипоцентров в вертикальной плоскости выделяется два опорных горизонта сейсмичности, расположенных на глубинах примерно $-1.0 \div 5.0$ км и $-2.2 \div 2.5$ км. Нижний горизонт выделяется всюду четко, уверенно, верхний – не везде и порой нечетко.

Нижний горизонт имеет омегообразную форму – прямолинейную в начале и в конце, и форму “пилообразного купола” в средней части. Верхний горизонт является прямой копией нижнего горизонта. Глубина между ними равна 20 км и по простиранию одинакова. Ширина “купола” вдоль хребта Большого Кавказа различна - в западной части региона равна 100-120 км, в средней – 80-90 км, а восточной – 130-150 км.

Частота колебаний горизонтов в “купольной части” различна, по Сочинскому меридиану не определяется, по Сухумскому - частота равна 2-3 пересечения осевой линий. По Зугдидскому меридиану намечается прогиб “купола”, он же четко прослеживается по Эльбрусскому меридиану. Так он прослеживается на расстоянии 80 км, но с различной частотой на южном и северном склоне, и не только в отношении колебаний гипоцентров. Особо надо подчеркнуть, что там, где наблюдается высокая густота очагов землетрясений в нижнем горизонте, в верхнем горизонте отмечается соответствие очагов землетрясений по форме и частоте, однако нижние и верхние события не совпадают ни во времени, ни в пространстве. “Купола”, как было сказано, в интервале Они - Джава сужаются до 80-90 км., а по Лагодехскому меридиану расширяются до 100-120 км (см. рисунки 6.3.21, 6.3.23 и 6.3.25).

Таким образом, нижний опорный горизонт является ведущим, определяющим форму и поведение верхнего опорного горизонта. Вместе с тем южный склон “купола” активнее по частоте землетрясений и по амплитуде выше колебательного смещения от среднего отклонения “купола”. Здесь мы должны подчеркнуть, что в этой части землетрясения не являются стохастическими случайными событиями, напротив, нам представляется, что каждое землетрясение здесь детерминировано какими-то регулирующими силами. Что это за силы? И как осуществляются эти процессы в среде, разделенной в пространстве и во времени? Трудно сказать! Мы здесь не останавливаемся на том, что собой представляют эти горизонты. Этот сложный вопрос требует

рассмотрения в комплексе геофизических данных. Мы только констатируем факт, по-видимому, неоспоримый.

Совсем другая картина распределения гипоцентров наблюдается между опорными горизонтами, разная в различных продольных частях Большого Кавказского хребта. Во-первых, нижний опорный горизонт отделен от межгоризонтных гипоцентров узкой, различной ширины полосой, характеризующейся отсутствием гипоцентров, поэтому выделить нижний горизонт, в отличие от верхнего, нетрудно. Во-вторых, гипоцентры между горизонтами сгруппированы в большей части в форме столбов, системно по-разному и асимметрично разложены. В них наблюдаются ёлочного и антиёлочного типа, линейные и дугообразные, кольцевые, густо сгруппированные и прочих видов расклада гипоцентры. Это системно расположенные и увязанные формы. За этими системно-расположенными очагами землетрясений стоят причинно-следственного характера связи тектоники и землетрясений, последние определяют первые, но об этом позднее (рис. 6.3.18).

По Малому Кавказу, как и по Большому Кавказу, в разрезах профилей распределения гипоцентров выделяются два опорных горизонта, но здесь куполообразная форма распределения гипоцентров не наблюдается. В этом регионе опорные горизонты сейсмичности имеют волнообразную раскрытую форму с 3-4 периодами 30-35 км шириной, осложненную разрывами “взбросово-надвигового” характера. Профили в морской части этого региона не отличаются обилием гипоцентров, поэтому опорные горизонты, особенно верхний горизонт, не выделяются или выделяются нечетко. С континентальной части профилей начинается четкое прослеживание обоих горизонтов на глубинах $-1\div-5$ км и $-22\div-25$ км соответственно, с явным волнообразным характером (рис.6.3.18). Здесь наблюдается также системный вертикальный расклад гипоцентров, удостоверяющий наличие разломов глубинного заложения. К востоку, с приближением к Месхет-Джавахетской зоне сейсмичности системный расклад гипоцентров меняется – более чётко выделяются опорные горизонты, между ними заметно два типа расклада гипоцентров – горизонтальный и вертикальный, что является, по-видимому, признаком расслоения среды по двум направлениям (рис. 6.3.24).

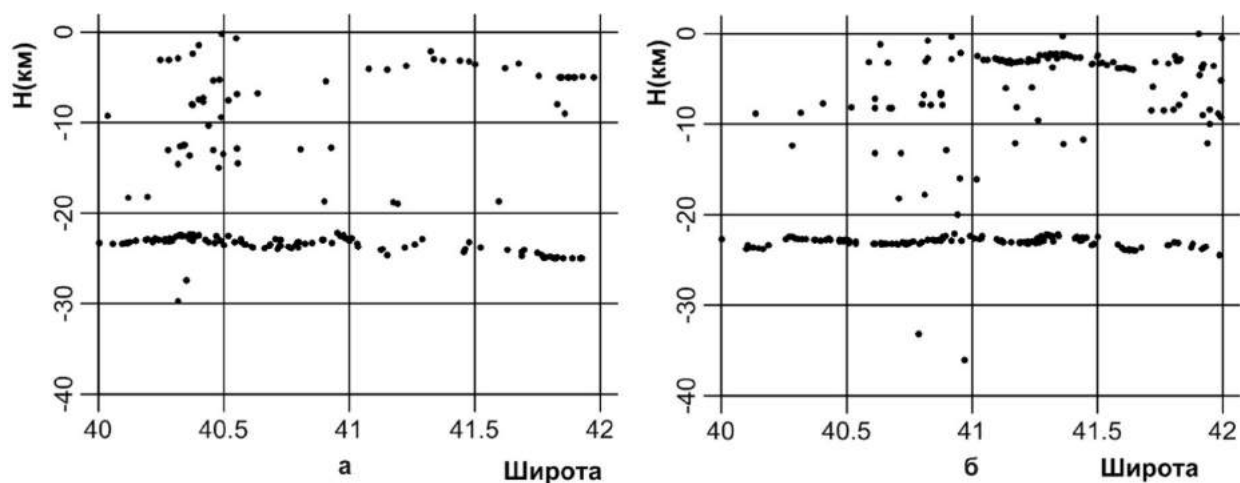


Рис.6.3.18. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости: а) по профилю 17, б) по профилю 23 (нижний ряд по рис.6.3.3).

Далее с 25 профиля по 34-й сходство разрезов по рисовке гипоцентров и частоте землетрясений достигает кульминации. На опорных горизонтах отражен, по нашему мнению, типичный характер глубинного строения Малого Кавказа, между ними гипоцентры разложены системно, но весьма сложно, что указывает на вертикальный раскол и горизонтальное расслоение сейсмоактивной среды. Таких расколов можно сосчитать 3-4, а расслоений до восемнадцати (рис.6.3.24б, профиль 28). Третий тип распределения гипоцентров в разрезе профилей, который можно наблюдать с 34 по 43 профиль, это кольцеобразное распределение очагов землетрясений.

В совокупности, перечисленные карты и разрезы позволяют установить тектонику, в основном, дискретную (разломную) и уточнить или классифицировать ее по активности возникновения землетрясений. Таким образом, можно предварительно отметить:

1. В распределении очагов землетрясений в вертикальной плоскости центральных осей сегментов, в отличие от распределения эпицентров, по всем сегментам наблюдается криволинейное или прямолинейное с различным наклоном системное групповое расположение очагов. В каждом разрезе выделяются 4-5 слоев на глубинах.

2. По распределению очагов и их рисовке карту равных совокупностей землетрясений территории можно разделить на:

- а) площади ($15 \times 15 \text{ км}^2$) с нулевыми или единичными событиями,
- б) площади с линейной рисовкой (Рача-Осетинская зона),
- в) площади с повышенной изменчивой частотой событий (Казбегско-Лагодехская зона),
- г) площади кольцевого или шахматно распределенного типа с высокой частотой событий (Джавахетская зона).

Площади, разбитые по элементарным ячейкам ($15 \times 15 \text{ км}^2$), с отсутствием события землетрясения или наличием единичного события интенсивностью до $M \leq 3$ можно принять за слабо-фоновую сейсмичность. Точно также все места, где событий землетрясений зафиксировано не было, и элементарные ячейки с единичными событиями невысокой интенсивности следует считать слабо-фоновыми. Большая часть территории характеризуется фоновым уровнем – наличием единичных событий. Такие места, по-видимому, относятся к блокам со стабильной тектоникой фундамента.

Площади, где события сгруппированы вдоль линии смешанной интенсивности, характеризуются сейсмической активностью. Такой высокой сейсмичностью и непредсказуемостью характеризуется Рача-Осетинская сейсмическая зона, связанная с разрывными нарушениями разного порядка.

Третий тип землетрясений, эпицентры которых распределены “квадратно-гнездовым” образом с пропусками, довольно интенсивные и с простираем на большой площади. Такой рисовкой и равным количеством событий характеризуется Казбегско-Лагодехская зона с раздробленной напряженной тектоникой. Аналогичным характером распределения землетрясений характеризуются продолжения зоны на юго-восток в Тфанскую зону, на северо-восток в Чечено-Дагестанскую зону и на северо-запад в верхний Фиагдон.

Четвертый образ распределения землетрясений связан с Джавахетской сейсмоактивной зоной.

Во-первых, она характеризуется колоссальным количеством событий. Более 40% из всех событий, зафиксированных на территории Грузии, приходится, наверное, на $4000-4500 \text{ км}^2$ Джавахетской площади. Во-вторых, события сосредоточены по площади неравномерно с большими перепадами по количеству. Изолинии проведены сгруппировано по ячейкам, которые разделены провалами.

После статистической характеристики распределения землетрясений по магистральным профилям и установления главнейших зон сейсмичности территории с точки зрения сеймотектоники интерес представляет увязка землетрясений со структурами дислокаций и наоборот. И это главное, установление тектоники по данным землетрясений – две задачи по одним и тем же исходным данным. В обоих случаях используется распределение землетрясений в пространстве с нагрузкой интенсивных землетрясений – распределением эпицентров очагов на поверхности и гипоцентров на вертикальной плоскости по пересечениям территории. В обоих случаях имеем дело с глубинными задачами, ибо очаги землетрясений выше абсолютного нуля на территории почти не фиксируются. Исходя из этого, в первом случае решается задача такого характера: имеются события землетрясений в реальности, которые должны быть увязаны с невидимыми геологическими телами, структурами; невидимыми, поскольку на глубинах абсолютного уровня и глубже реальная картина распределения геологических тел неизвестна. Таким образом, всякое сопоставление с поверхностными геологическими данными будет слишком абстрагированным, гипотетическим и, в целом, неверным. Это хорошо видно на разрезах распределения гипоцентров. Поэтому нам представляется правильным, составить структурную тектонику по данным землетрясений и затем искать причины последствий. Здесь процесс решения прямых и обратных задач должен быть единым. Этот подход к решению сеймотектоники красной линией прослеживается в настоящем разделе.

На рисунке 6.3.3. приведена схема расположения продольных осей сегментов, на которые спроецированы эпицентры землетрясений. Профили проведены через 15 км с расчетом того, что сеть профилей должна позволять отображать результаты интерпретации в геометрических формах в масштабе $1:500000$. Каждая совокупность землетрясений по профилям перераспределена в

соответствии с глубинами ее эпицентров, т.е. составлены вертикальные разрезы распределения очагов. Количество таких профилей, из расчёта того, что площадь разделена на две части (по методической мотивации), составляет 106. Так как геологическая природа (Большого и Малого Кавказа) землетрясений, расположенных в различной (в верхней, нижней) части площади различна, формальный анализ их выполнен раздельно.

В верхней части площади, $42^\circ \leq \varphi \leq 44^\circ$ и $39^\circ \leq \lambda \leq 48^\circ$, на разрезах профилей от первого до сорок третьего распределение очагов представлено своеобразным, в целом, группированным (верхний ряд, рис. 6.3.3). Создается впечатление, что один разрез является адекватным продолжением другого. Такими автокорреляционными региональными горизонтами являются по профилям продольные подряд уложенные очаги землетрясений. Одна из таких линий расположена на глубинах между $-1 \div -5$ км, вторая линия проходит на глубинах $-22 \div -25$ км. Эти предельные линии коррелируют между собой по форме, частоте событий и простиранию. Такая корреляция между линиями, назовем их “региональными сейсмогенными горизонтами”, относительно нарушается, в интервале между профилями 30 и 35. Затем взаимная корреляция полностью восстанавливается, хотя характер распределения гипоцентров в обоих случаях отличен от предыдущего.

Эта одна сторона весьма важного подобия двух горизонтов – сейсмической напряженности и разгрузки потенциальной энергии. Второй характер между разрезами распределений гипоцентров наблюдается в большей части разнообразного группирования гипоцентров, расположенных в промежутке интервала между опорными сейсмогенными горизонтами. В этой части разреза гипоцентры распределены с различной системой группирования.

На первых шести профилях, проходящих большей частью в акватории моря без наличия признаков землетрясений, в части суши пунктов очагов так мало, что о их системном расположении можно только предполагать. Тем не менее, они отмечены соответствующим знаком (рис. 6.3.19а).

На следующих шести профилях (7-12) пунктов очагов также мало, но нижний региональный сейсмоактивный горизонт по всему простиранию профилей хорошо прослеживается свойственной ему конфигурацией.

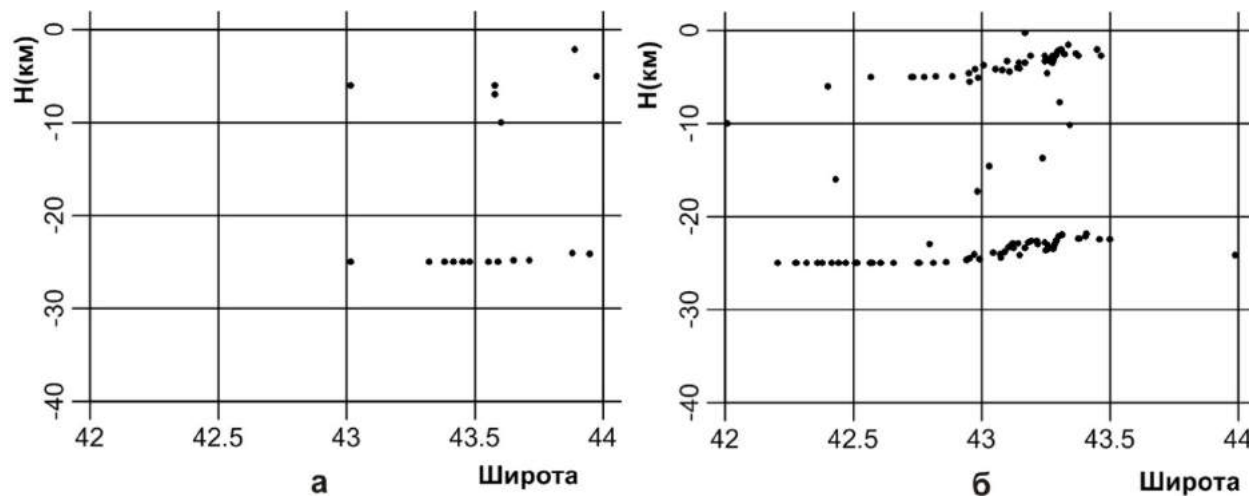


Рис.6.3.19. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости а) по профилю 2, б) по профилю 13 (верхний ряд по рис.6.3.3).

Профили 13-15 четко отображают “оба региональных сейсмоактивных горизонта” (рис. 6.3.19б, 6.3.20а). На этих профилях уже наблюдается адекватное прямое отображение (полная корреляция формы) этих горизонтов. На всех этих профилях в части Большого Кавказа оба горизонта куполообразно (овально) приподняты шириной до 110 км, амплитудой 2-3 км. Особо следует подчеркнуть, что Южная часть этого поднятия пилообразно изрезана амплитудой $A = 1-2$ км, частотой $N=3-4$, $L=5-20$ км (эти вопросы будут детально рассмотрены ниже). Между этими системными “региональными сейсмоактивными горизонтами” очагов землетрясений мало и они сосредоточены в куполообразной приподнятой полосе, где их системное распределение определяется неуверенно, и выделяются линейные и полосовые системные распределения с

южным наклоном. Примечательно и то, что под приподнятой частью нижнего горизонта (профили 14 и 15) на глубинах 33 и 40 км очаги землетрясений отмечаются по одному и двум пунктам.

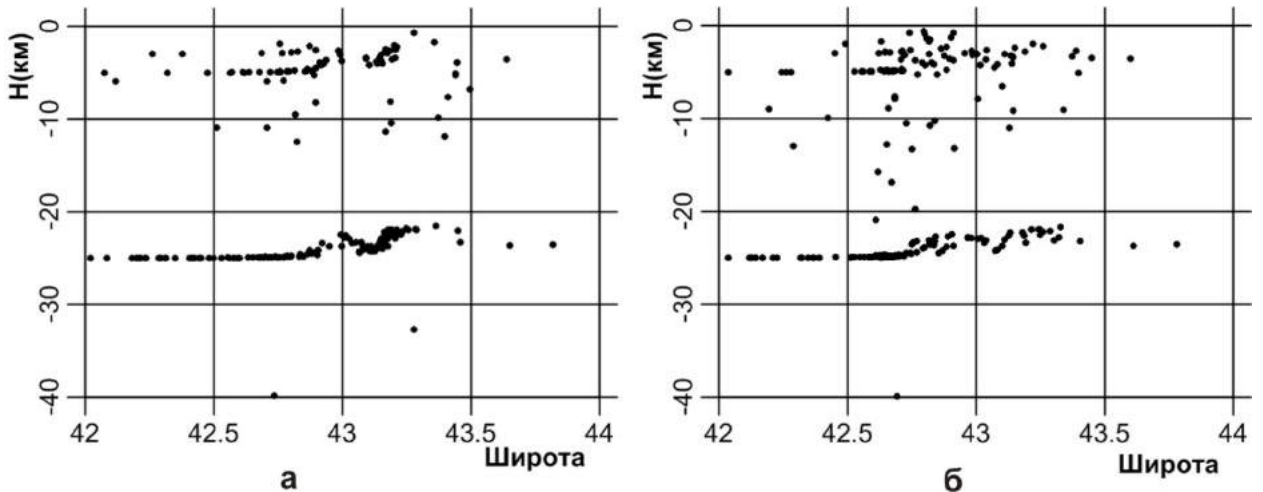


Рис.6.3.20. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости а) по профилю 15, б) по профилю 16 (верхний ряд по рис.6.3.3).

Следующие три профиля (16-18) имеют интересную оригинальную структуру. Во-первых, региональные сейсмоактивные горизонты прослеживаются по всем профилям одинаково хорошо. Вместе с тем, верхний горизонт в интервале приподнятой части изрезан большой амплитудой до 5 км с северным наклоном (рис.6.3.20б, профиль 16). На профилях 17 и 18 приподнятый горизонт аналогичен горизонту профиля 16. Нижний горизонт в приподнятой части также изрезан, но в значительно меньшей степени. Очаги землетрясений разбросаны между опорными горизонтами больше, чем на предыдущих профилях и неравномерно по всему разрезу. Их истинное расположение находить трудно, но порой это все же возможно, и такие места отмечены соответствующим знаком. На этих профилях под приподнятой частью нижнего горизонта на 40 км (профиль 16) и на 80 км (профиль 18) зафиксированы гипоцентры землетрясений.

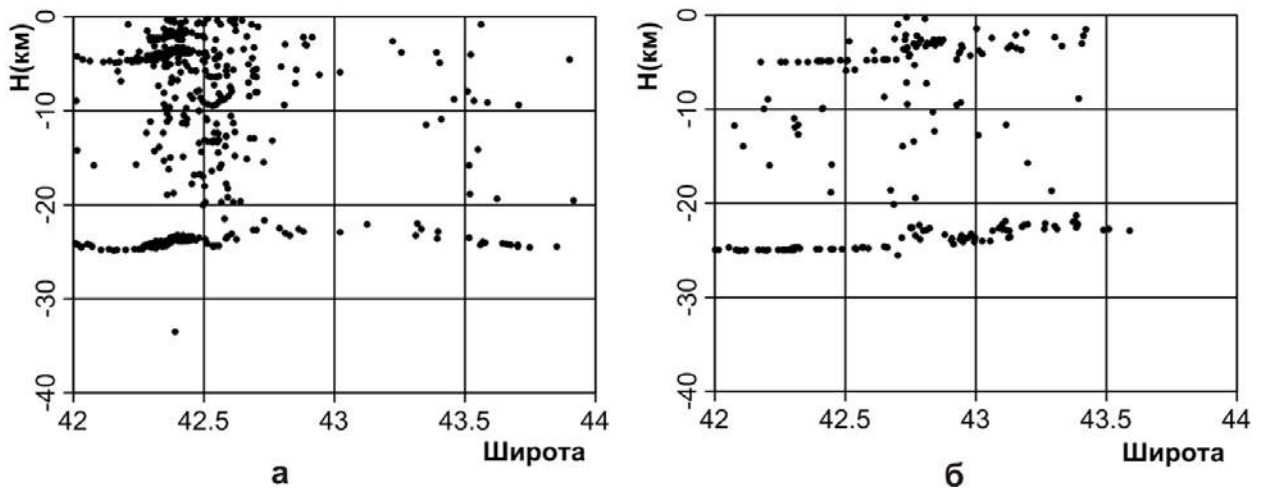


Рис. 6.3.21. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости а) по профилю 24, б) по профилю 18 (верхний ряд по рис.6.3.3).

От 12-го до 24-го профиля распределение гипоцентров в разрезах профилей принимает особый характер. Нижний “региональный сейсмоактивный горизонт” выделяется своей конфигурацией в приподнятых частях, возможно, меньшей пилообразностью. Верхний горизонт необычно изрезан по всей ширине аномалии, т.е. у приподнятых “куполов” прибавилось зубчатых, пилообразных отклонений, амплитуда купола стала больше до 6 км. В каждом приподнятом “бугорке” наблюдается седлообразный прогиб, т.е. приподнятые “купола” разделены на две части, где верхние и нижние горизонты пилообразно изрезаны и очагов значительно больше. В прогнутой части “седлообразных” очагов мало или вообще не наблюдается. В разрезах между

“региональными сейсмоактивными горизонтами” очагов достаточно, в некоторых разрезах их много и везде с разнонаправленной систематизацией (рис 6.3.21а, профиль 24).

С 25-го профиля по 34-й картина распределений гипоцентров в разрезах кардинально меняется. Из прежней рисовки разрезов профилей без сомнения по конфигурации и уровню расположения остается нижний “региональный сейсмоактивный горизонт”. Верхний горизонт выделяется нечетко. Дело в том, что на уровне верхнего горизонта, выше и ниже него очагов много и расположены они густо, так что определить интерьерную структуру геологического образования невозможно (в выбранном масштабе). Выше верхнего горизонта и в пределах его самого заметно отклонение от системного расположения очагов, но другого вида, которые не относятся к данному опорному горизонту. На уровне 10 км. глубины на разрезах можно прокоррелировать горизонт аналогичный верхнему горизонту.

Настало время коснуться весьма важных вопросов – геологических проблем. На рисунках распределение очагов отображено в виде «роя пчел» и так до больших (40 км) глубин (рис.6.3.22а). Ширина этого геологического образования 30-50 км. В разрезе по всей ширине очаги землетрясений располагаются различно: линейно, различно наклоненно, прямо ёлочно или обратно ёлочно. Одна половина наклонена на юг, другая - на север. Глубже второго “регионального сейсмоактивного горизонта” очагов мало, но все они расположены на продолжении от “роя” очагов вниз.

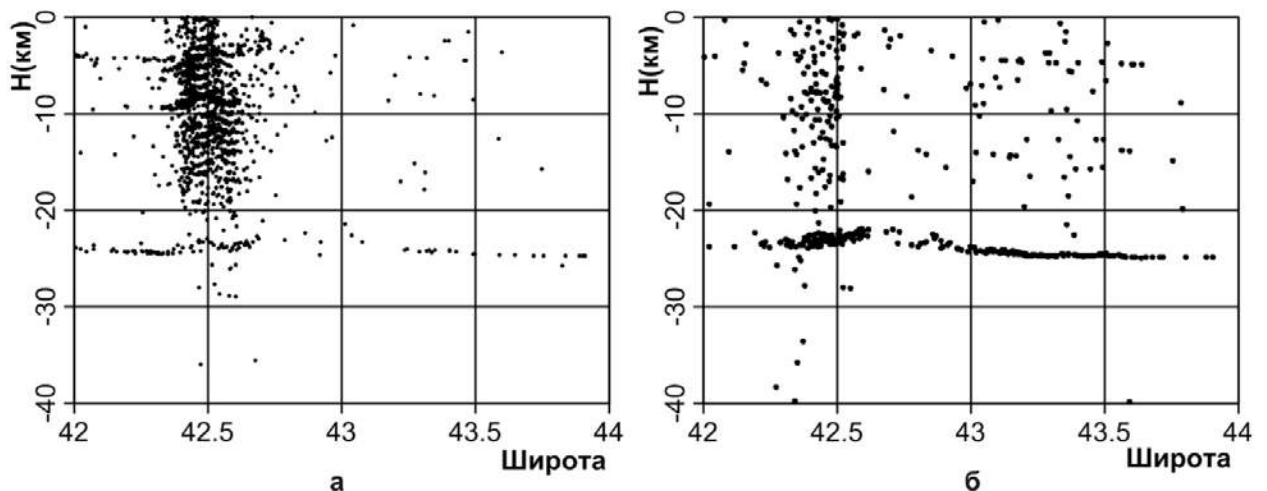


Рис. 6.3.22. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости а) по профилю 26, б) по профилю 35 (верхний ряд по рис.6.3.3).

Профили от 32-го до 36-го пересекают Казбегско-Лагодехскую зону. Она известна своей интенсивной складчатостью горных пород и разрывными нарушениями регионального порядка. Карта распределения эпицентров в изолиниях характеризуется разобщенностью этих линий. Этот характер распределения эпицентров отражен и в распределении гипоцентров в разрезе профилей 32-34 в верхней части, т.е. выше “регионального сейсмоактивного горизонта”. На профилях 32-33 с трудом выделяется верхний региональный горизонт. Параллельно ему ниже 4-5 км выделяется горизонт с извилистым характером распределения гипоцентров, однако существование такого горизонта маловероятно. На профиле 34 такой ситуации нет. Горизонт выделяется довольно уверенно с пилообразным до 4-5км отклонением в части “купола”. На профилях 35-36 выразительность структуры в разрезе повышается на всех уровнях. На всех профилях 32-36 нижний региональный сейсмоактивный горизонт выделяется весьма уверенно густо-сплетенной линией (рис.6.3.22б).

Профили 37 и 38 ничем не отличаются от предыдущего 36 профиля. Все горизонты и вертикальные структуры выделяются достаточно уверенно (рис.6.3.23б, профиль 38). Профили с 39 по 43 характеризуются большим количеством событий землетрясений по всему разрезу названных профилей. На них системно расположенные очаги землетрясений можно выделить только в нижней части как нижний “региональный сейсмоактивный горизонт”. Он выделяется достаточно уверенно, поскольку точки (гипоцентры) располагаются системно однообразной конфигурацией так, что его ни с чем невозможно перепутать. Этого нельзя сказать о “верхнем сейсмоактивном горизонте”. Он еле заметно отмечается на профилях 30 и 40. Причину трудно определить. В части верхнего горизонта очагов на этих профилях предостаточно, но системного

их расположения не наблюдается. Между верхними и нижними “региональными сейсмоактивными горизонтами” совокупность землетрясений распределена определенными системами, сгруппировано по несколько гипоцентров, криволинейно, пилообразно, листрично, кольцеобразно. Эти системы в вертикальном разрезе систематизируются в соответствии с преобладающим характером из перечисленных индивидуальных систем по вертикальным полосам (рис.6.3.23а, профиль 41).

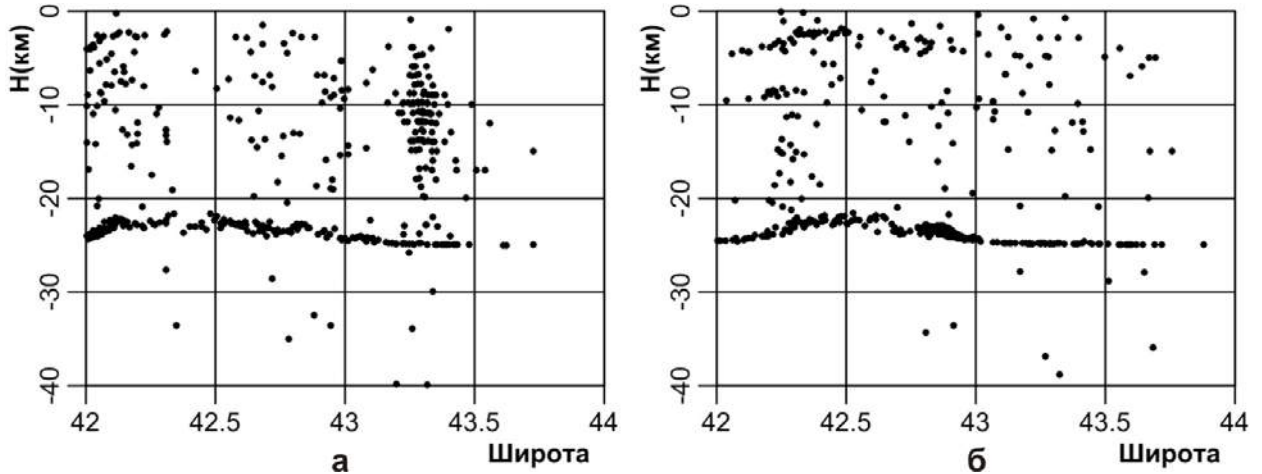


Рис. 6.3.23. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости: а) по профилю 41, б) по профилю 38 (верхний ряд по рис.6.3.3).

Продолжим характеристику распределения очагов землетрясений проецируемых в вертикальной плоскости по профилям, расставленным на площади с координатами $40^\circ \leq \varphi \leq 42^\circ$ и $39^\circ \leq \lambda \leq 48^\circ$ (нижний ряд, рис.6.3.3).

На разрезах профилей 1-6 мало пунктов для того, чтобы установить их системное расположение. На профилях 7-12 четко выделяется нижний “региональный сейсмоактивный горизонт” в интервале глубин от 22 км до 25 км. В начале профиля 9 вертикально узкой полосой располагаются гипоцентры в количестве 11.

На разрезах профилей 13-15 хорошо коррелируются меж собой нижние региональные горизонты; намечается выделение верхнего горизонта.

По профилям 16-18 уверенно прослеживается нижний горизонт, фрагментарно и неуверенно – верхний горизонт. Так же неуверенно выделяются коровые (в гранитном слое) системно расположенные очаги землетрясений.

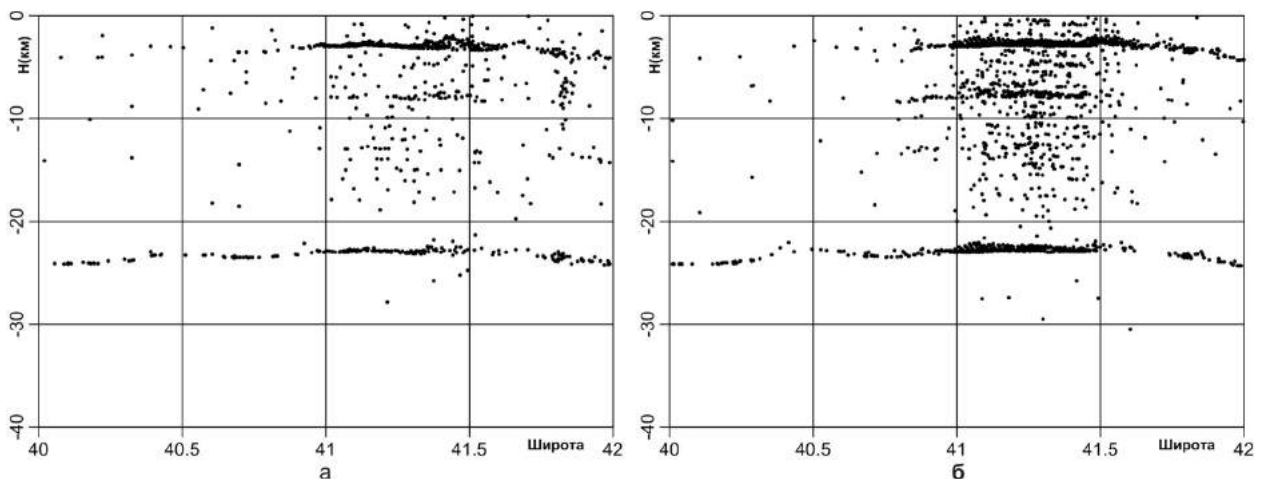


Рис. 6.3.24. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости: а) по профилю 27, б) по профилю 28 (нижний ряд по рис.6.3.3).

Профили 19-21 находятся в аналогичных ситуациях. Нижние горизонты выделяются достаточно уверенно, а верхние прерывисто и неуверенно. Между ними пункты очагов редки, системно распределенных очагов не установлено.

По профилям 22-24 нижний горизонт выделяется в том же порядке, верхний – не по всей длине, но уверенно. В верхней части между горизонтами пунктов очагов не очень много, но располагаются они более или менее системно.

Профили 25-27 пересекают Джавахетскую зону, известную своей сейсмичностью. На разрезах этих профилей отражено обильное количество очагов землетрясений, среди которых системным расположением четко выделяются верхний и нижний опорные горизонты. Между этими горизонтами преобладает горизонтальное системное расположение гипоцентров, наблюдается также их кольцеобразное расположение, особенно в разрезе профиля 27 (рис.6.3.24а).

Следующие 3 профиля 28-30 пересекают Джавахетскую зону, ее самую интенсивную центральную часть, насыщенную пунктами землетрясений. На этих трех разрезах наблюдается идеальное структурирование очагов землетрясений. Кроме того, что четко выделяются верхний и нижний горизонты, также уверенно можно выделить 2-3 куполообразных горизонта листрического или расслоенного типов. На этих профилях наблюдаются также кольцевые и дугообразные расположения очагов (рис.6.3.24).

Под подошвой системы на глубинах 27-32 км наблюдаются единичные очаги землетрясений.

На следующих трех профилях 31-33 насыщенность разрезов событиями уменьшается, но оба опорных горизонта выделяются хорошо. Межгоризонтное пространство заполнено гипоцентрами, образующими различную конфигурацию расстановки очагов. В конце профиля проходит глубинный разлом с нижним гипоцентром на глубине 45 км.

Профили 34-36 северной половиной пересекают Болнисский синклиорий, отмеченный нижним опорным горизонтом чашеобразной формы. Такой же формы горизонт прослеживается в верхних горизонтах более или менее хорошо на всех профилях. В конце профиля 34 на глубине 52 км отмечается очаг землетрясения. Можно предполагать, что здесь проходит глубинный разлом (зона) шириной 30-40 км.

Профили 37-39, которые на продолжении на восток пересекают аналогичные системы, фиксируют границу-полосу нижнего сейсмоактивного горизонта и распределение гипоцентров над этими границами в группировках разной формы, где доминируют кольцеобразные и дугообразные распределения очагов. Здесь верхний горизонт не выделяется.

Профили 40-43 пересекают территорию Грузии в восточной пограничной части. Профили характеризуются хорошей информативностью в том плане, что нижний опорный горизонт выделяется хорошо, верхний – удовлетворительно. Интервал между ними заполнен очагами, которые располагаются густо и определенно системно. Под ними, ниже опорного горизонта отмечаются единичные очаги на больших глубинах. Такие полосы представляются глубинными - коровыми разломами. В самой центральной части разреза очаги располагаются различно, но, главным образом, кольцеобразно и дугообразно.

Третья группа профилей пересекает территорию исследования с координатами $40^{\circ} \leq \varphi \leq 44^{\circ}$ и $45^{\circ} \leq \lambda \leq 48^{\circ}$ под углом 15° к широтному меридиану (третий ряд, рис.6.3.3). На разрезах этих профилей наблюдается почти идентичная картина распределения очагов землетрясений по всей ширине и до 30 км глубины. Идентичность изображения распределения очагов землетрясений заключается в том, что в этих разрезах везде хорошо выделяется нижний опорный горизонт, а верхний – слабо. Межгоризонтные срезы заполнены очагами относительно редко и среди них наблюдаются системное группирование. В вертикальном разрезе по ширине южного и северного склонов полосы представляют интерес для разрывной тектоники, являясь критериями установления последней. Снижение уровня расположения очагов в верхней части в разрезах связано, видимо, с погружением системы Большого Кавказа на восток. Признаки этого структурного элемента уменьшаются прерывисто (рис. 6.3.25-26).

Выше было дано формальное, до некоторой степени абстрагированное, описание статистики очагов землетрясений. Графические и аналитические определения статистических закономерностей землетрясений подтверждают, что распределение совокупности землетрясений подчиняется полностью нормальной или логнормальной закономерности математической статистики. Следовательно, данными землетрясений можно оперировать для построения геометрических форм и структур. Можно руководствоваться этими данными также для определения других закономерностей в пределах статистики.

С учетом этих результатов построены карты опорных горизонтов сейсмичности землетрясений, блок-диаграммы опорных горизонтов с дневным рельефом и с эпицентрами тех землетрясений, которые использованы для построения карт. Методика построения этих карт

проста – сначала из каждого сейсмоактивного разреза профилей выполняется выборка системных пунктов горизонтов, затем восстанавливаются их первоначальные координаты и значения глубин. Далее с применением определенных программ строятся карты изоглубин данных горизонтов.

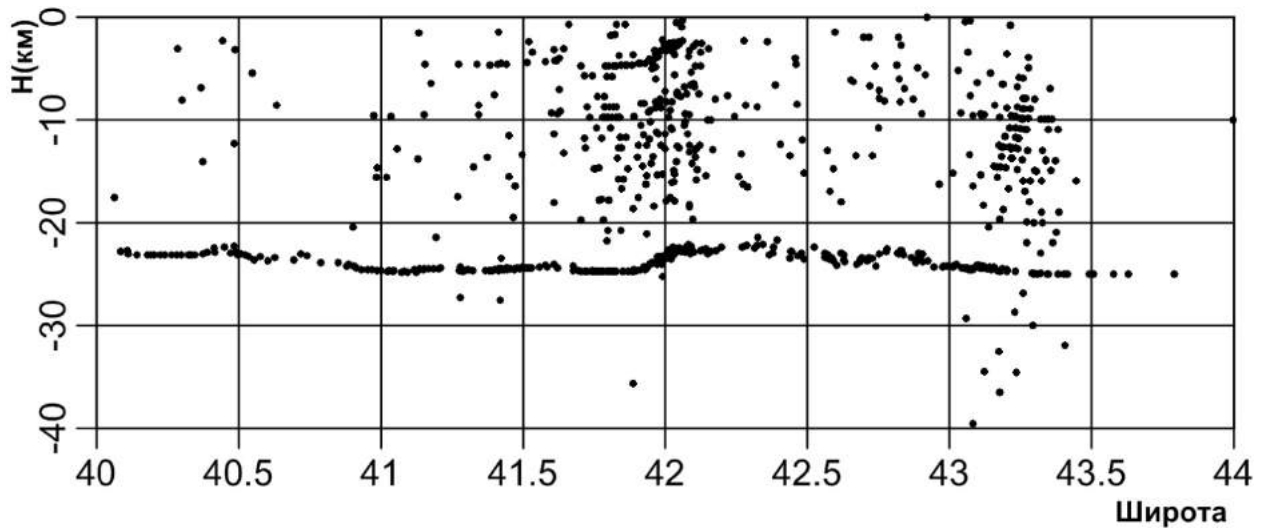


Рис. 6.3.25. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости по профилю 3 (третий ряд по рис.6.3.3).

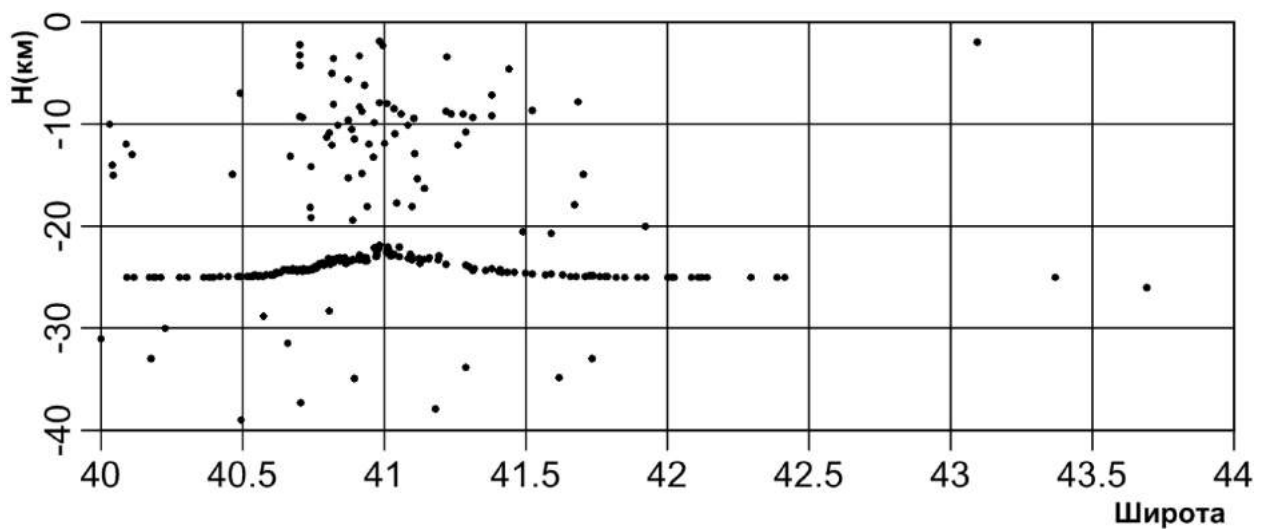


Рис. 6.3.26. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости по профилю 19 (третий ряд по рис.6.3.3).

6.3.5. “Анатомия” верхнего кристаллического слоя земной коры по данным землетрясений на примере Грузии и прилегающей к ней территории

Анализ распределения гипоцентров в вертикальной плоскости профилей, представленных на рис. 6.3.3, без исключения показывает, что события землетрясений, как правило, являются случайными, стохастическими явлениями, но, по-всей вероятности, не хаотического “броуновского” типа. Каждое землетрясение, по-видимому, детерминировано процессами, так называемого формирования и разгрузки сейсмической энергии, природа которых пока загадочна, а размерность и интенсивность в числах точно неопределимы. Необходимо знать тектогенные силы, полную накопившуюся энергию, их детерминирующее значение для природы каждого землетрясения в функциональной зависимости и между самими землетрясениями. В подобных случаях необходимо проследить эти явления с момента “зачатия” и до “разрешения” в виде мониторинга “причинно-следственных” зависимостей, но это невозможно

Тем не менее, на примерах Кавказских землетрясений, в их пространственных распределениях четко прослеживается различное системное распределение очагов, что никак нельзя объяснить случайными явлениями. Тех фактов, что по всем профилям наблюдаются системные линии на различных глубинах в интервале 0-6 и 22-25 км, а конфигурация верхнего горизонта является прямым отображением нижнего, достаточно, чтобы утверждать, что здесь мы имеем детерминированную и системную взаимосвязь. Следовательно, на Кавказе имеют место системные процессы-подвижек масс, приводящих к раскладу очагов различной геометрической формы.

На разрезах вышеупомянутых профилей всюду, кроме названных верхнего и нижнего сейсмоактивных горизонтов, можно видеть много различных системных конфигураций очагов землетрясений. В этом убеждает и детальный анализ разрезов распределения очагов. Мы приводим его вкратце, не желая перегружать данную работу.

На профилях с 1 по 12 (верхний ряд, рис. 6.3.3), включительно, расположенных большей частью в акватории Черного моря очагов землетрясений зафиксировано мало и о системном их расположении речи быть не может. Хотя выделение нижнего горизонта намечается (рис. 6.3.19а). Здесь надо отметить, что акватория Черного моря крайне бедна землетрясениями на фоне интенсивной сейсмичности Кавказа, что весьма удивительно! Этот факт представляет интерес и в геологическом отношении.

Первый профиль, на котором более или менее уверенно можно проследить I и II опорные “региональные сейсмоактивные горизонты”, но и то лишь от 42° до 43.5° широты, это профиль 13 (рис. 6.3.19б).

В интервале между горизонтами на этом профиле отмечается к югу наклоненная зона небольшого количества системно расположенных очагов. Такая форма раскладки очагов характерна для профилей от 1 до 15 включительно. Этот ряд разрезов освещает только сейсмичность глубины южного склона, севернее 43.5° широты очагов нет. Эту форму распределения землетрясений можно назвать “сейсмичностью не полной информативности”, характерной для западной части Большого Кавказа до его самой приподнятой центральной части. Эта часть между региональными горизонтами характеризуется к югу наклоненными системно расположенными очагами землетрясений (рис.6.3.20а, профиль 15). Этот профиль завершает первый западный поперечный блок Большого Кавказа.

Вторая форма системной раскладки гипоцентров наблюдаются на профилях от 16-го по 24-й верхнего ряда (рис.6.3.20.б и рис.6.3.21.). Профили охватывают центральную высоко приподнятую часть Большого Кавказа. На этих профилях хорошо прослеживаются I и II региональные сейсмоактивные горизонты. Между ними относительно увеличены различно наклоненные системно разложенные очаги землетрясений. Здесь соблюдена полная параллельность между этими горизонтами, более того, в куполообразных частях, где имеются пилообразные колебания, заметна полная корреляция между ними (рис.6.3.21б).

Такой прогрессирующей информативной формой прослеживается центральный блок Большого Кавказа по всей его ширине от 16-го профиля до 24-го включительно (см.упомянутые выше рисунки). На профиле (рис. 6.3.2а) с полной очевидностью видно своеобразное системное расположение очагов, прослеживаемых по всем названным профилям. В районе южного склона Большого Кавказа, начиная со II опорного горизонта и до самого морского уровня, зона насыщена разными разрывными структурами. Но и здесь возможно проведение границы второго

центрального блока Большого Кавказа, который характеризуется разнонаправленными системно ориентированными очагами в межблоковом интервале.

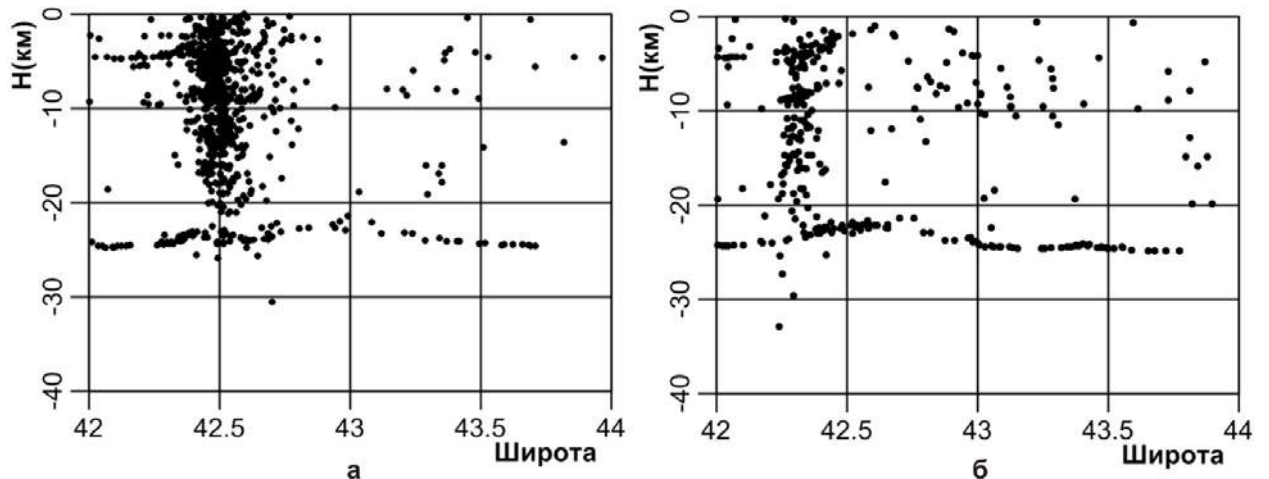


Рис.6.3.27. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости а) по профилю 25, б) по профилю 31.

Третья форма распределения очагов на профилях 25-31 в вертикальной плоскости позволяет четко выделить I и II горизонты, а в левой части куполов этих же профилей столбом воздвигнуты “рои” очагов ёлочной структуры. Такое структурирование очагов прослеживается по всем профилям (рис.6.3.22а, рис. 6.3.27). В этих “столбах” от средней линии в обе стороны прямолинейно или наклонно линейно - “елочно” уложены очаги землетрясений. Под столбами ниже II горизонта также системно расположено до 10-ти гипоцентров на глубинах до 40 км. Ширина “столбов” равна 40-50 км, и приблизительно равна ширине Южного склона Большого Кавказа. Трудно сказать, с чем мы имеем здесь дело. Можно допустить, что здесь проходит глубинный разлом. Тогда в интервале указанных профилей Южный склон представляет собой глубинный разлом с “апофизными” выступами (рис.6.3.27).

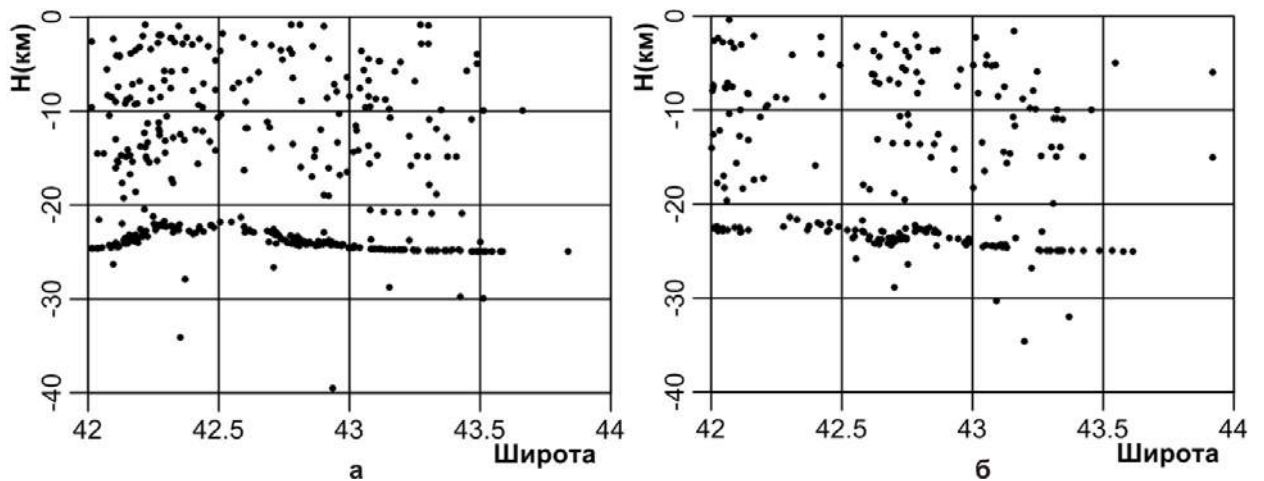


Рис. 6.3.28. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости а) по профилю 39, б) по профилю 43.

Видно, что начиная с 32-го профиля коренным образом меняется рисовка распределения очагов землетрясений. Уверенно прослеживается нижний опорный горизонт. В части верхнего маркирующего горизонта последовательность раскладки в большей, чем обычно, мере нарушена зубчатообразными отклонениями. В то же время на глубинах 5-10 км прослеживается расклад гипоцентров аналогичный верхнему горизонту. Севернее широты 43.5° эти горизонты не продолжают и, вообще, гипоцентров здесь мало. В отличие от нижнего горизонта, здесь нет столбообразно системно расположенных гипоцентров. Далее через 2 профиля, т.е. через 45 км, на профиле 35 расклад гипоцентров меняется, столбообразные системы раскладок гипоцентров появляются и на северном склоне “купола” Большого Кавказа (рис. 6.3.22б). Эта форма разрезов

так и продолжается до профиля 38 включительно (рис. 6.3.23б). Такую форму раскладок гипоцентров можно назвать “наполовину системной”. Выделить эту систему как самостоятельную блоковую структуру трудно, поэтому она объединена с предыдущей.

С 39-го профиля по 43-й и далее картина расклада гипоцентров меняется еще больше. По всем этим профилям выше нижнего опорного горизонта системное распределение очагов принимает кольцеобразный или дугообразный характер. Эта форма доминирует в зонах разломов и в менее напряженных частях разрезов. Эту систему распределения очагов можно именовать “кольцевой” и считать характерной для восточного погружения Большого Кавказа (рис.6.3.28, профиль 39) и (рис.6.3.28, профиль 43).

На схеме (рис.6.3.3) после 43-го профиля сеть профилей изменена и площадь исследования пересекается ими непрерывно от 40° до 44° широты (третий ряд профилей). На этих профилях от 1-го до 19-го (по новой нумерации) картина расклада очагов аналогична предыдущей с той разницей, что на этих профилях системные структуры несколько сглажены. Вместо описания здесь приводятся их характерные разрезы (рис.6.3.25, 6.3.26, 6.3.29).

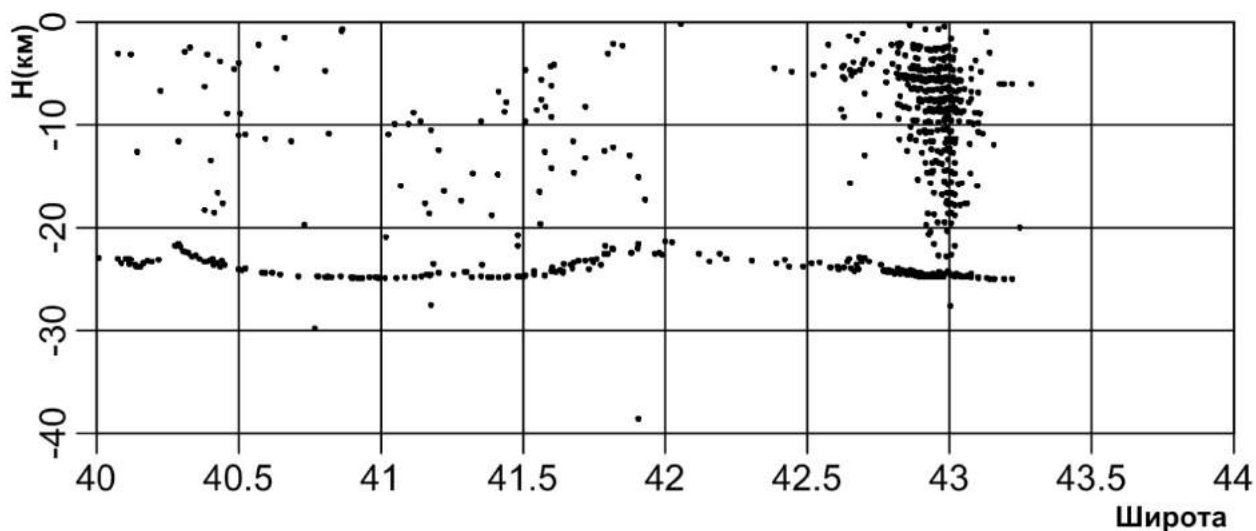


Рис. 6.3.29. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости по профилю 8 (третий ряд по рис.6.3.3).

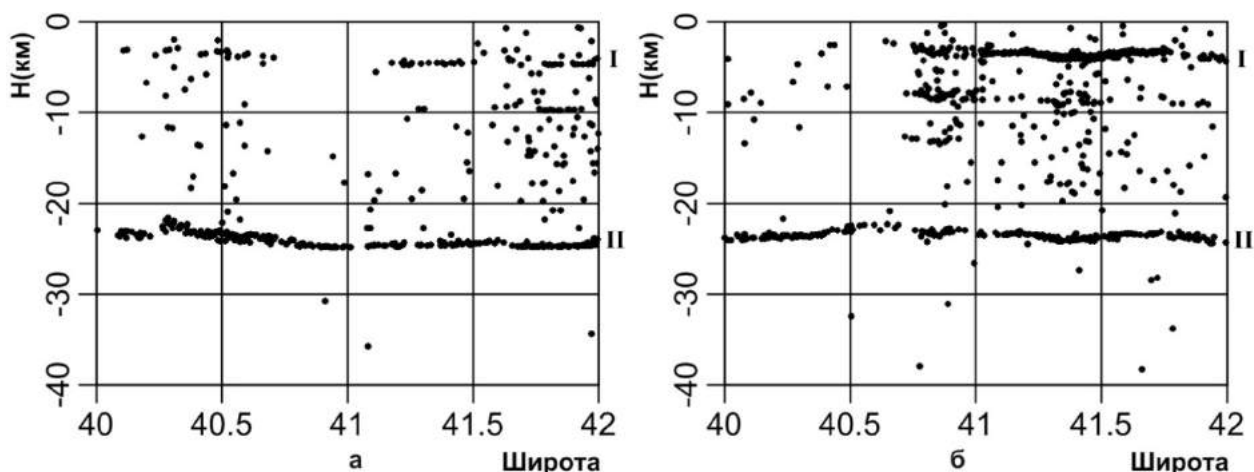


Рис. 6.3.30. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости: а) по профилю 41, б) по профилю 31 (нижний ряд по рис.6.3.3).

На профилях 35, 36 (рис. 6.3.31) наблюдается хорошее прослеживание нижнего горизонта, посредственное – верхнего горизонта и определено наличие системно разложенных кольцевых вертикальных разломных структур.

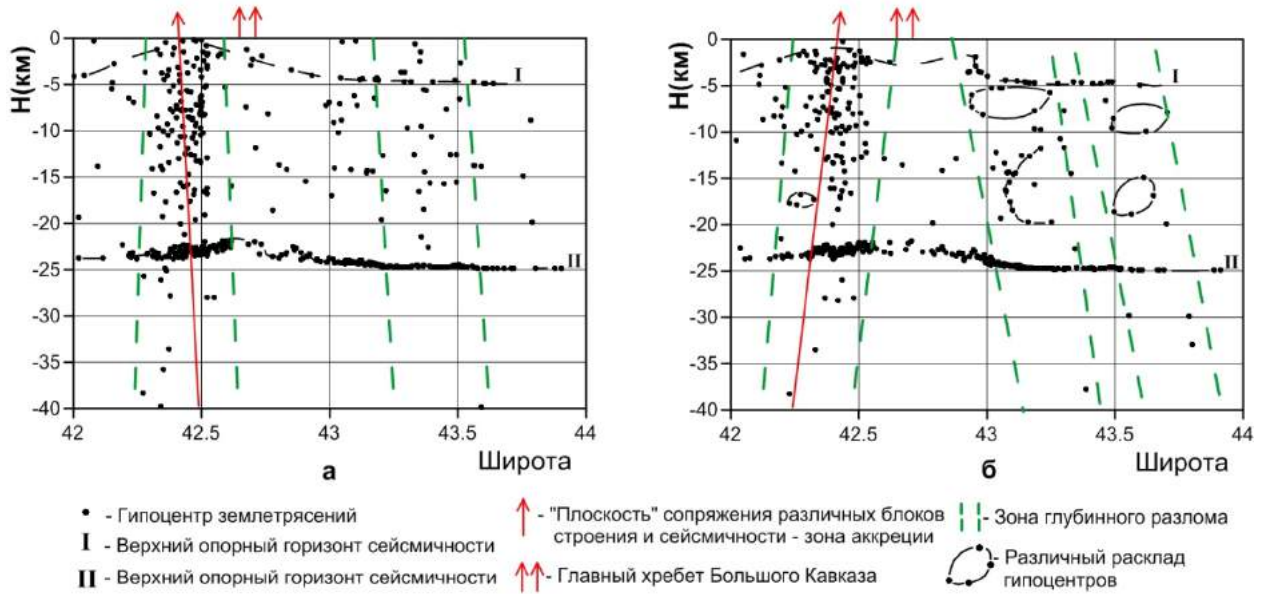


Рис. 6.3.31. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости: а) по профилю 35, б) по профилю 36 (верхний ряд).

6.3.6. Выделение «опорных» сейсмоактивных горизонтов и составление карт их морфоструктуры

В понятии глубинного строения земной коры подразумевается три формы существования материи:

1. Геометрические формы геологических тел;
2. Вещественный состав этих тел;
3. Природа происходящих в земной коре физико-геохимических процессов.

Обо всем этом, вероятно, можно получить наиболее достоверную информацию из тех явлений, которые отражают эти процессы, а также проявляются и регистрируются на поверхности земли. Такими информаносителями должны быть землетрясения со всеми их параметрами [94].

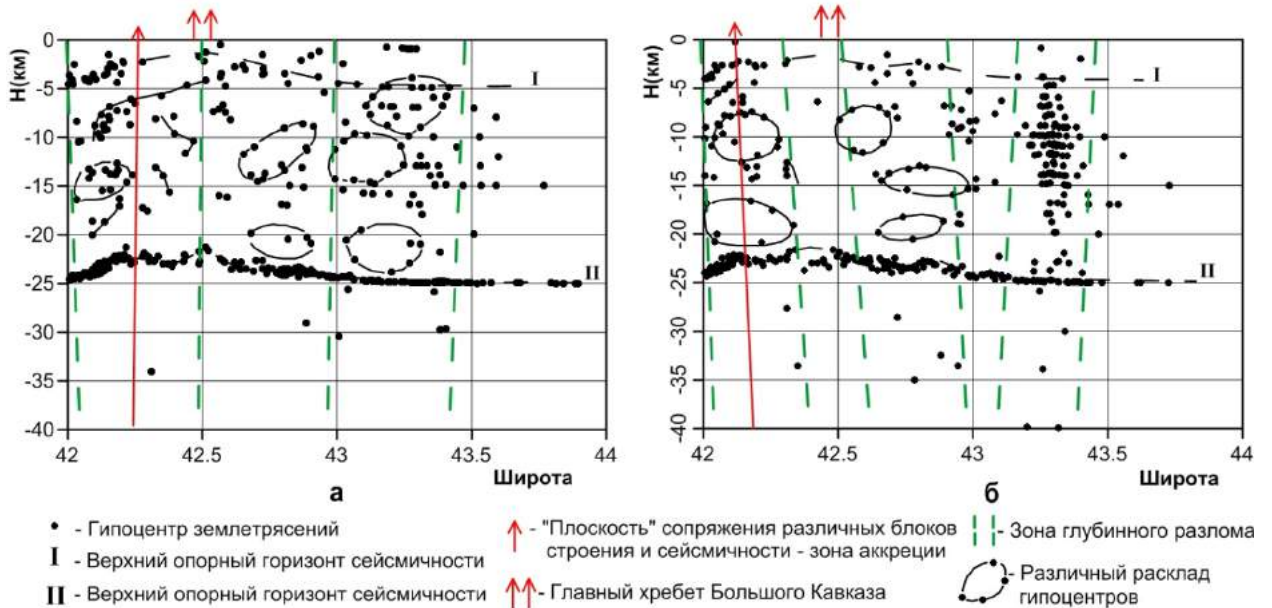


Рис. 6.3.32. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости: а) по профилю 40, б) по профилю 41 (верхний ряд по рис.6.3.3).

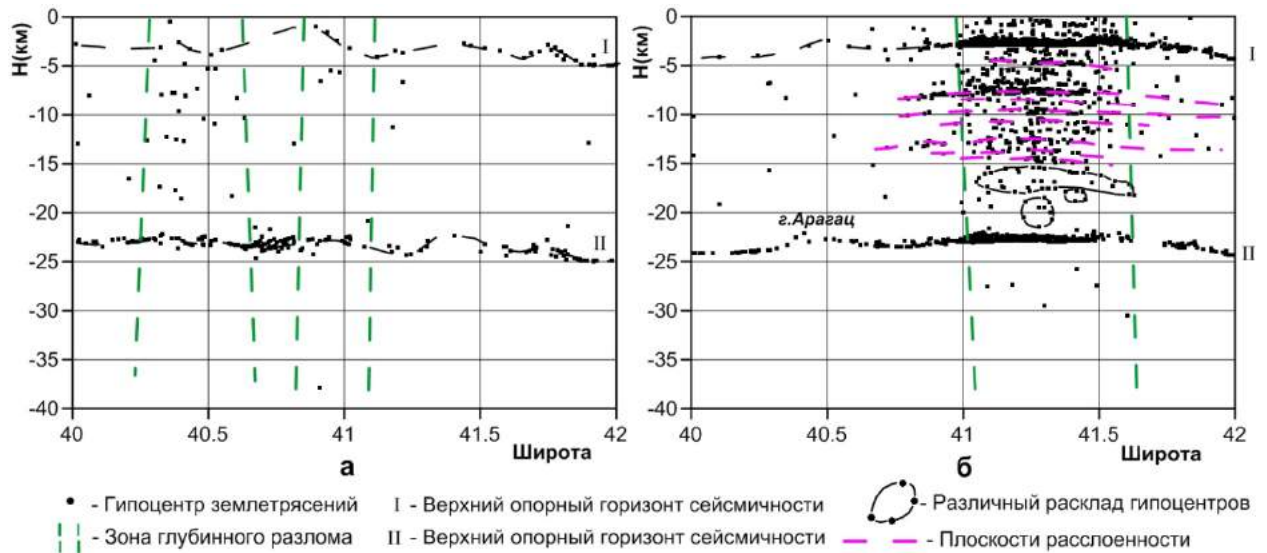


Рис. 6.3.33. Распределение гипоцентров в вертикальной плоскости: а) по профилю 18, б) по профилю 28 (нижнего ряда по рис.6.3.3).

Работая по национальному гранту Грузии над темой “Компьютеризация геофизических данных и глубинного строения земной коры Грузии”, мы пользовались каталогами землетрясений Кавказа. При анализе этого каталога мы убедились в том, что его геологическая информативность трудно понятна и снижена бессистемностью расклада эпицентров. Пришлось систематизировать их суммированием, как событий в статистическом смысле, по элементарным ячейкам, расположенным по территории равномерной сетью. Затем была составлена карта изоколичеств землетрясений. Вместе с нагрузкой в условных знаках отдельных интенсивных землетрясений из неё была получена карта сейсмичности территории (рис. 6.1.2).

Далее возник интерес к распределению гипоцентров в вертикальной плоскости по профилям, пересекающим поперек геологические структуры. Изучая их с целью выявления каких-нибудь закономерностей, мы заметили их системный расклад по разным направлениям. Особо очевидными казались вертикальные и два горизонтальных направления. Последние оказались закономерностью для всего региона Кавказа (рис. 6.3.36 и рис. 6.3.37).

Первый горизонт, был назван выше “верхним региональным сейсмическим горизонтом”. Здесь используется термин “верхний опорный горизонт” сейсмичности. Этот горизонт прослеживается в пределах $0 \div -5$ км. Если базовым уровнем будем считать -5 км, то гипоцентры этого горизонта на нём располагаются редко, но ниже этой глубины нигде не опускаются. Поэтому, с целью показать наглядно системность и обоснованность указанных горизонтов, для всей системы землетрясений этого горизонта построены графики распределения гипоцентров по профилям с этого базового уровня. Поскольку других обоснований пока нет, ни геолого-геофизических, ни космогенных, то доказать “видимость” невидимого трудная задача.

Так мы получили криволинейные графики волнообразной формы с разной частотой и амплитудой в разных частях профиля, но, по этому свойству, идеально коррелируемые подряд по простиранию структур. Максимальное отклонение гипоцентров от базового уровня достигает абсолютного нуля.

Второй горизонт также переименован в “нижний опорный горизонт” сейсмичности и прослеживается в пределах $21 \div -25$ км в криволинейной, волнообразной форме, и этот интервал и форма распределения гипоцентров однородны по всему Кавказу. Эта форма распределения гипоцентров по профилям нигде, ни в одной части территории не нарушается, за исключением западной части до Сухумского меридиана, где частота землетрясений значительно ниже, а большая часть занята акваторией Черного моря. Примечательно, что графики распределения гипоцентров по профилям разделяются по форме на две части по широте от 40° до 42° и от последней до 44° , которые значительно различаются друг от друга.

Северная часть совпадает с Большим Кавказом, а южная – с Малым. Все графики первого опорного горизонта являются прямым отображением нижнего (рис. 6.3.36, 6.3.37 и 6.3.38). Представляет интерес сама по себе последовательность распределения гипоцентров на рисунках,

их гладкость, в целом, по простирацию, за исключением небольшого разброса местами в приподнятых частях на опорных горизонтах. Удивляет почти полное отсутствие гипоцентров на первом горизонте (рис.6.3.36) по профилям от первого до одиннадцатого включительно и разряженность этих гипоцентров на втором горизонте (рис.6.3.37) на тех же профилях, особенно, в акваторной части Кавказа. Это та часть, где на Большом Кавказе гравитационное аномальное поле положительное, магнитное – отрицательное, парадоксальная неувязка различных полей! Еще больше удивительно то, что верхний горизонт повсюду повторяет форму нижнего горизонта, в то время как землетрясения этих горизонтов не связаны ни во времени, ни в пространстве. В этих вопросах скрываются причинно-следственные связи, требующие объяснения, но для этого пока мало данных. Хотя можно сделать некоторые предположения по поводу малого количества землетрясений в западной части Большого Кавказа. Здесь приходится допускать снижение тектонических или других процессов, обуславливающих подготовку землетрясений или отсутствие среды, аккумулирующей потенциальную энергию до времени критического момента. Другой вариант, вероятно, это снижение интенсивности сейсмичности, которая не может фиксироваться телесеизмическими станциями.

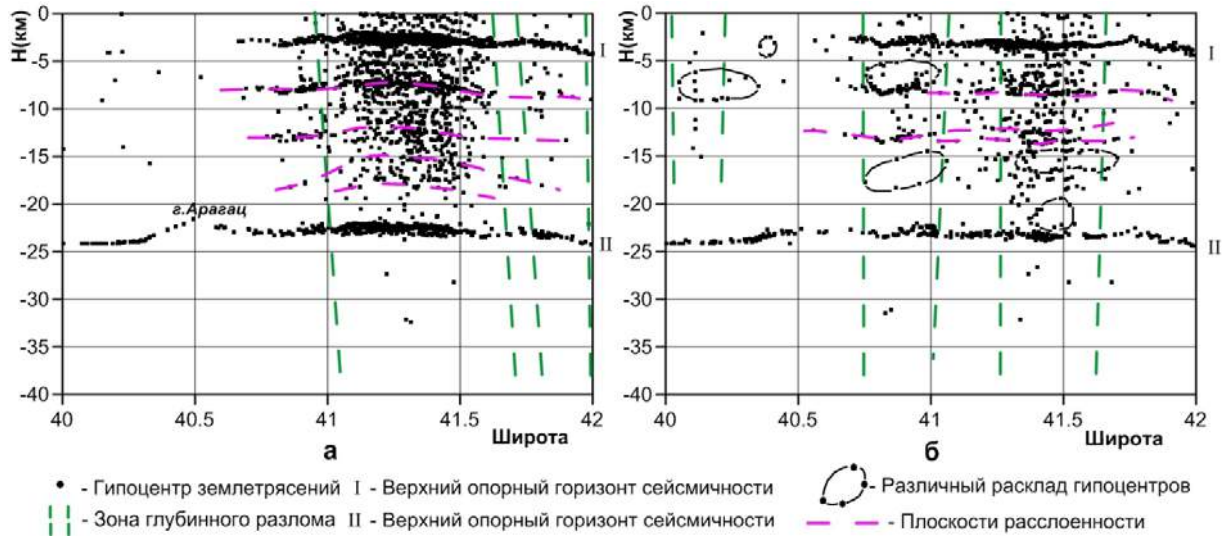


Рис. 6.3.34. Профили: а)29 и б)30 нижнего ряда (см. рис.6.3.3).

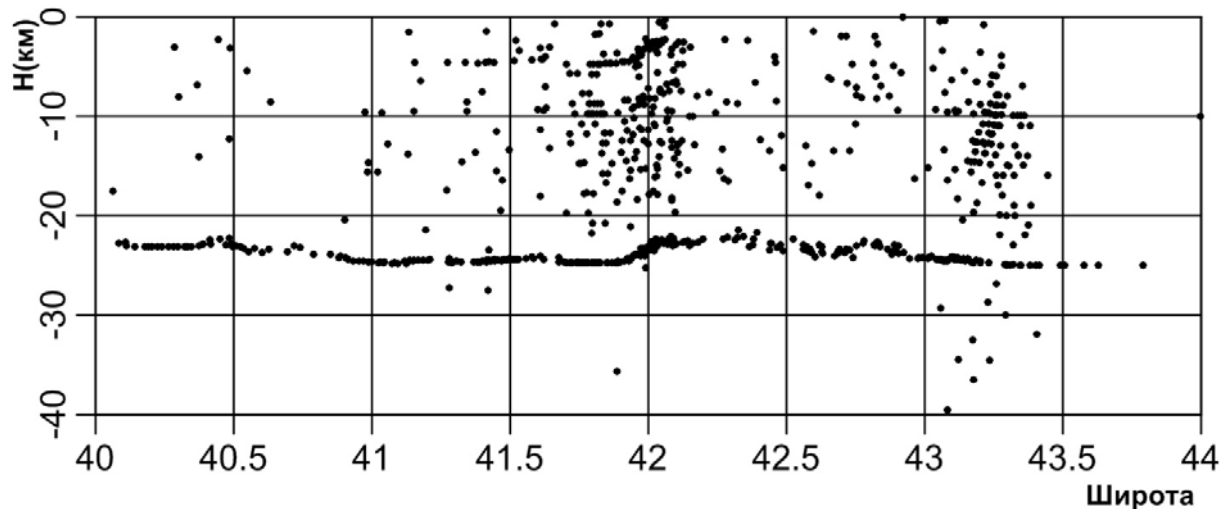


Рис. 6.3.35. Профиль 3 третьего ряда (см. рис.6.3.3).

Так или иначе, на Кавказе есть два опорных горизонта сейсмичности, стабильно и однозначно прослеживаемые по всему сегменту Альпийской складчатой системы. В то же время, как показывают приведенные эмпирические материалы (рис. 6.3.36 и 6.3.37), нижний горизонт – определяющий для основных тектонических процессов, происходящих над вторым горизонтом. Ни один горизонт физического или литолого–стратиграфического раздела не ведет себя на площади так стабильно в земной коре, как эти два опорных горизонта.

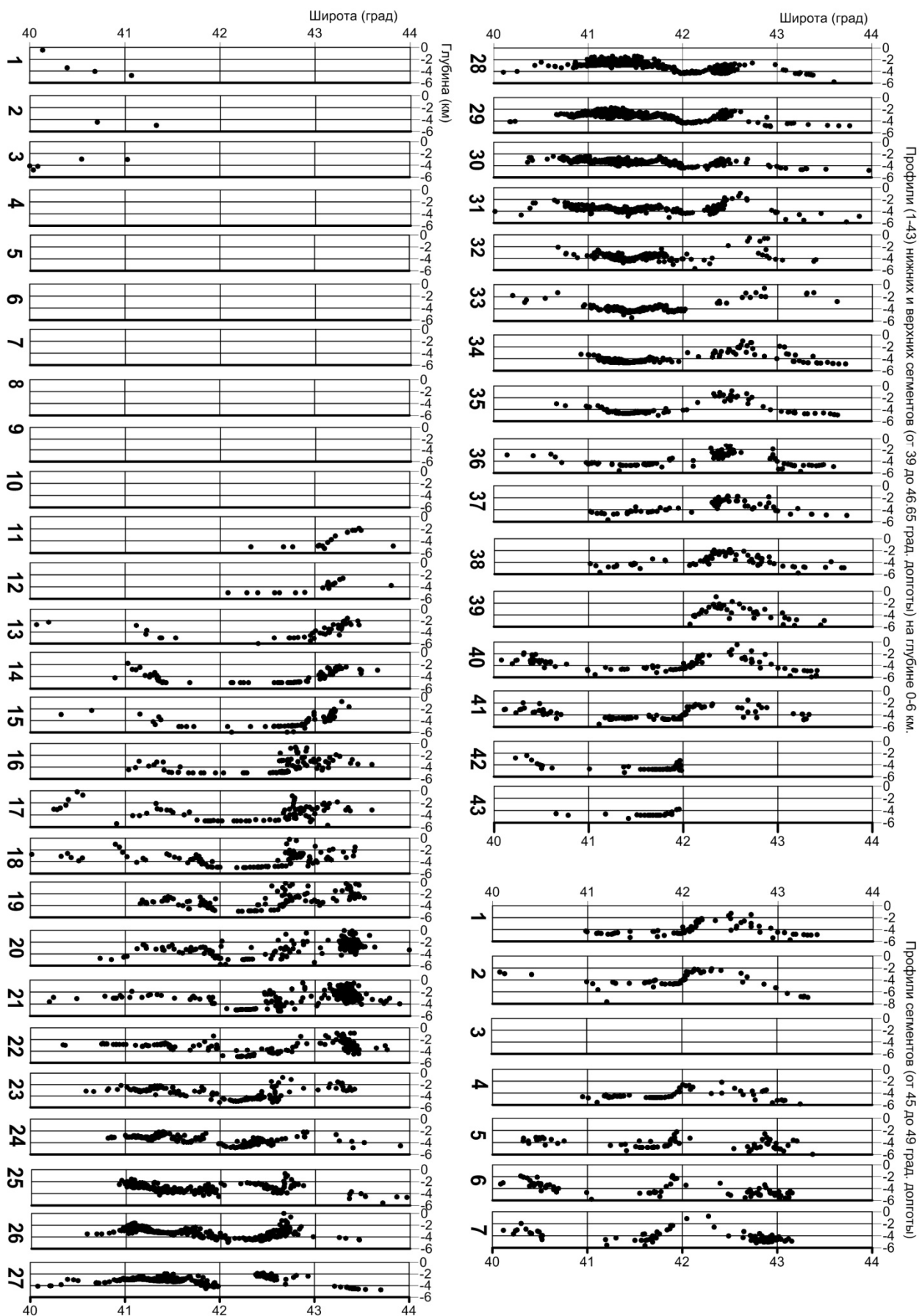


Рис. 6.3.36. Расклад гипоцентров землетрясений по первому опорному горизонту сейсмичности Кавказа по профилям субмеридионального направления, расположенным на площади через 8 минут в пределах 39°-48° восточной долготы.

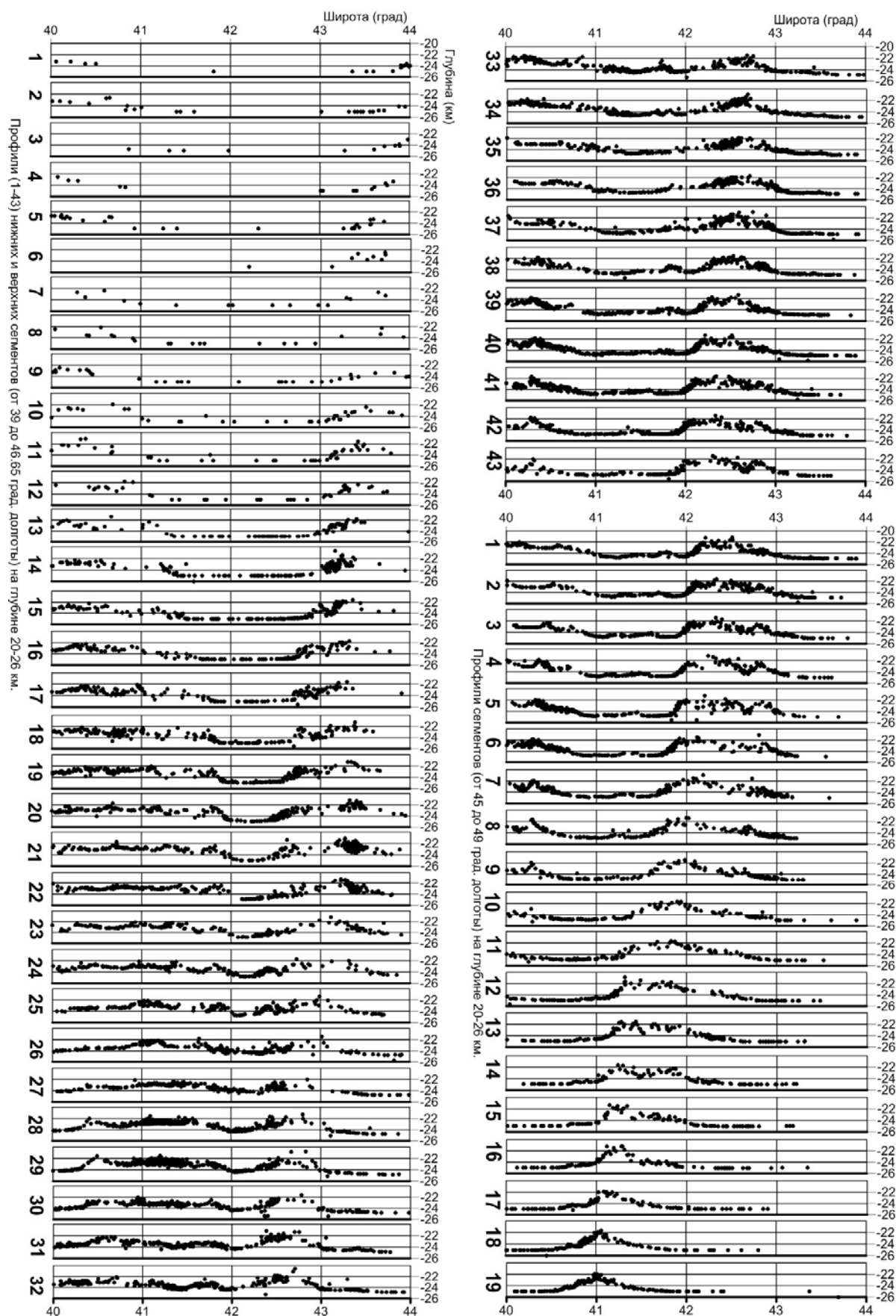


Рис. 6.3.37. Расклад гипоцентров землетрясений по второму опорному горизонту сейсмичности Кавказа по профилям субмеридионального направления, расположенным на площади через 8 минут в пределах 39°-48° восточной долготы.

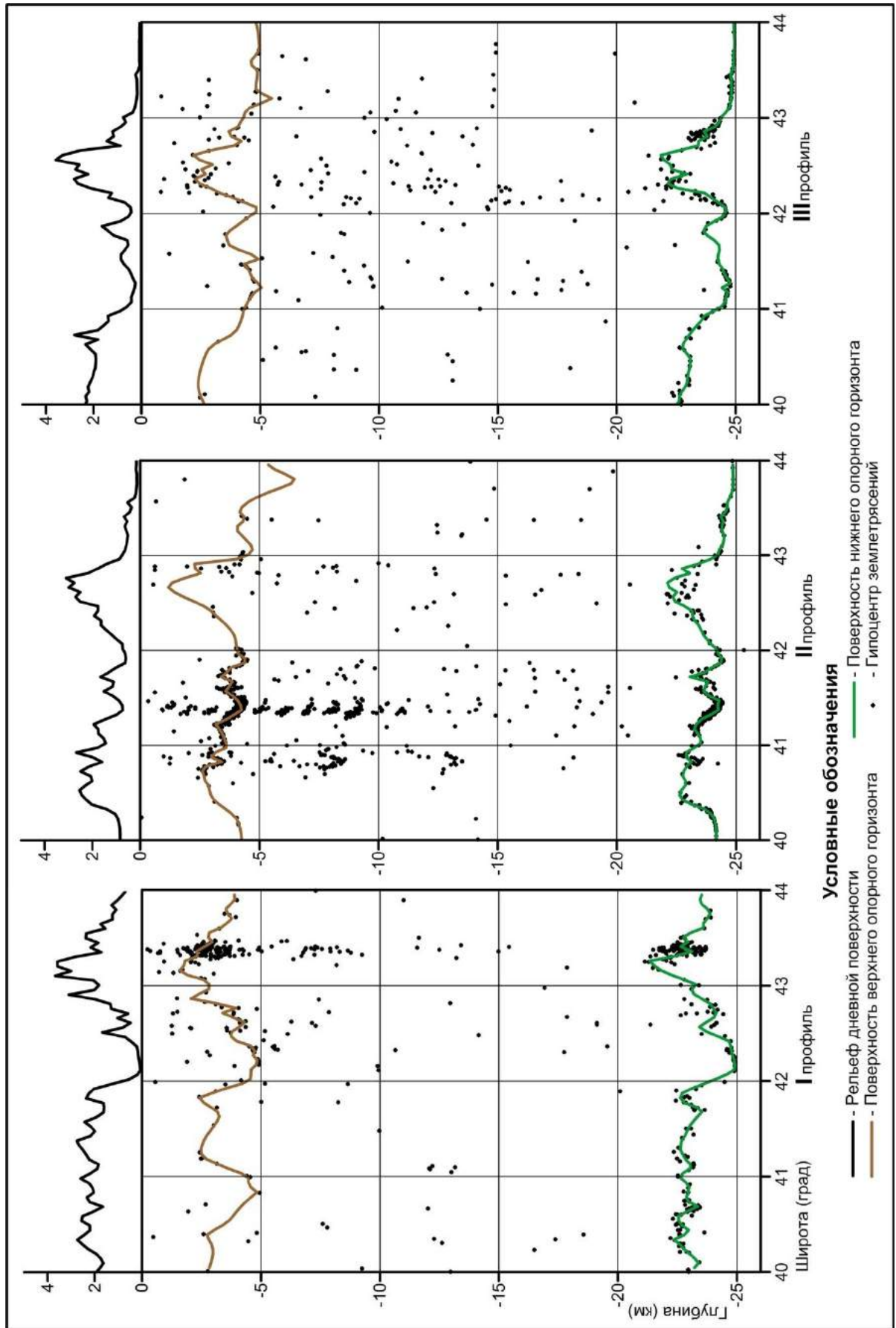


Рис.6.3.38. Разрезы глубинного строения по профилям, обозначенным на рис. 6.3.3.

Следовательно, построенные по ним карты также должны быть опорными при суждениях о глубинных явлениях и процессах.

Поскольку мы полагаем, что пространственные параметры землетрясений отражают реальное состояние данного горизонта, то глубинные параметры должны быть отмерены с эпицентра с соответствующей поправкой за высоту рельефа эпицентра. Таким образом, проецируемыми гипоцентрам на профилях были приданы первоначальные координаты эпицентра и построены карты опорных горизонтов сейсмичности, в результате чего на двух опорных горизонтах получились карты глубинного строения Кавказа (рис. 6.3.40, 6.3.41, см. приложение).

Мы воздерживаемся от попытки объяснения природы этих глубинных горизонтов сейсмичности. Вначале рассмотрим структуру этих карт и попытаемся объяснить геологические и геоморфологические последствия в связи со структурой глубинных горизонтов сейсмичности.

Описание глубинных карт начнем с карты поверхности нижнего опорного горизонта сейсмичности (рис. 6.3.41, см. приложение), сопоставим ее с картой дневного рельефа (рис. 6.3.39, см. приложение). На этих картах представлен почти весь Кавказ вместе с северо-восточной Турцией в одинаковых границах и в одинаковом масштабе, что позволяет без труда заметить главные особенности морфологии:

1. Если рассматривать их без пояснительных надписей, то трудно различить какая из них дневного рельефа и какая глубинного строения, так они сходны морфологически;

2. Вся гидросеть в виде речных и морских углублений отражены на карте нижнего опорного горизонта сейсмичности с поразительной точностью. Гидросеть дневного рельефа, нанесенная на эту карту редко отходит от предначертанного русла.

Карты глубинных разломов, в сочетании с картами морфоструктуры опорных горизонтов сейсмичности, могут представить объект в трехмерном измерении по любому направлению. С этой целью составлены разрезы (рис. 6.3.38) по профилям поперечного сечения исследуемого объекта.

Представленные здесь рисунки (рис. 6.3.38) сами по себе показывают абсолютную корреляционную связь между тремя горизонтами: дневным рельефом, верхним опорным горизонтом сейсмичности и нижним опорным горизонтом сейсмичности, а также системно расположенными гипоцентрами в зонах разломов. Здесь, вместо комментария, можно добавить: более скупуплезной “анатомической препарации” геологической среды никаким другим методом, изучающим глубинное строение земной коры, представить нельзя. Это касается всех результатов, представленных в этой главе.

Результаты обработки и анализа материалов сейсмологии таковы:

Кавказ в Альпийско-Гималайском тектоническом поясе занимает, по-видимому, особое место со своими особенностями сейсмичности и сейсмотектоники. Благодаря особому строению Кавказа, очевидным стала взаимозависимость землетрясений и тектоники: где есть землетрясение там и тектоника и наоборот. Что что определяет? Вопрос философский, в данном случае не вполне понятный, а содержание налицо.

1. Установлено, что землетрясения стохастические явления, а не хаотические. На Кавказе есть две главные системы землетрясений: первый, верхний “опорный горизонт сейсмичности” в зоне глубин $-1 \div -5$ км и второй, нижний “опорный горизонт сейсмичности”, залегающий на глубинах $-21 \div -25$ км. Они находятся в теснейшей корреляционной зависимой связи. Второй, по-видимому, определяет первый. Как и почему? Трудно сказать.

2. Третья система – промежуточная, находится между главными системами и делится условно на две части. И здесь, в верхней части разреза количество событий землетрясений больше, чем в нижней. Почему? Также непонятно, почему нижние землетрясения по интенсивности (магнитуде) уступают верхним землетрясениям.

3. Разрушительные и тревожащие людей землетрясения происходят в верхней части промежуточного слоя.

4. Предварительный анализ сейсмического режима Кавказа показывает, что области, зоны сейсмичности – взаимозависимы, по крайней мере близрасположенные, подобно “сообщающимся сосудам” в гидравлике, но находятся в иной зависимости. Когда в какой-то области, зоне сейсмичности повышается сейсмичность, в других ближайших или отдаленных, зонах эти процессы не наблюдаются и даже снижаются. Одновременные землетрясения в разных ближайших зонах не бывают.

5. На карте нижнего опорного горизонта, с удивительной детальностью, выделяются крупные морфологические элементы: Большой и Малый Кавказ, межгорная Рионско-Куринская депрессия, Черноморская впадина, Карское плоскогорье в Турции и Прикаспийская низменность в России. Если сравнивать их с абсолютными высотами, а уровнем отсчета для карты глубинного строения взять -25 км, то хребет Большого Кавказа окажется приподнятым по отношению к этому уровню на 3.5-3.75 км, но ниже на $1 \div 1.5$ км действительного с дневным рельефом. Например, высота г. Казбек равна 5033 м, на том же месте глубина нижнего опорного горизонта равна -21 км, т.е. по отношению к условному уровню -25 км, высота этого пункта будет 4 км, что не дотягивает до современной вершины г.Казбека 1.033 км. Второй пример, г.Эльбрус, имеет высоту 5642м, а глубина нижнего опорного горизонта под этой вершиной определяется -21.5 км, по отношению к условному уровню 3.5 км, что не достаёт до истинной высоты Эльбруса 2.142 км. Береговые линии Черного и Каспийского морей совпадают с изоглубиной -25 км, а на Колхидской низменности первая изолиния высоты проходит на топокарте с отметкой 200 м; на этом же месте на глубинном горизонте проходит линия с отметкой -24.750 м т.е. высота этой изолинии по отношению -25 км равна 250 м. Здесь комментарии излишни. Аналогичный случай имеется в Восточно - Куринской депрессии.

6. Парадоксальным кажется то, что кристаллические массивы Закавказья на глубинных картах не фиксируются или их фиксация сомнительна, в то время как ни одной крупной овражного типа пониженности или отрога гор не осталось не зафиксированным. К примеру, Лихский хребет, разделяющий водосборные бассейны рек Куры и Риони выделен спаренными изоглубинами с отметкой -24 км. За этими изолиниями на северо-запад смещен круг изоглубин с отметкой -24.25 км, вместо повышения получено понижение, но природа его остается неясной. На местах Храмского и Локского массивов признаков опознавания нет.

7. Карта верхнего опорного горизонта (рис.6.3.40, см. приложение) в общих чертах повторяет морфологию нижнего опорного горизонта, но в меньшей мере похожа на морфологию дневного рельефа. Тем не менее, крупномасштабные геологические структуры, какими являются Большой и Малый Кавказ, Рионско-Куринская межгорная депрессия, Северо-Кавказская равнина, северо-западное плоскогорье Турции можно различить в этих запутанных перепутьях изодинам. Можно определить региональные структурные элементы. Эти структуры можно сопоставить с теми же структурами, выделенными на карте нижнего опорного горизонта в отношении точности отображения морфологических элементов.

Уровневой глубиной для отсчета морфологии карты верхнего опорного горизонта можно условно принять -5км., чему на дневной поверхности соответствует береговая линия Черного моря. Колхидскую низменность треугольной формы опоясывает до г.Кутаиси линия изоглубин с отметкой - 4.75 км, т.е. альтитуда этой изолинии, будет 250 м. Изолиния с той же альтитудой на карте нижнего горизонта достигает г.Зестафони, где на топокарте отмечается альтитудой в 200 м. Разница этой высоты на карте нижнего горизонта полученной высоты равна 50 м. Таким образом, Зестафонский пункт по карте нижнего горизонта определяется избытком в 50 м.Рассмотрим другой пример.

Альтитуда Дзирульского массива на топокарте равна 800 м, на карте нижнего горизонта отмечается изолинией -24.25км, по отношению к уровневому горизонту на 750 м, по отношению к верхнему опорному горизонту 500 м. Следовательно, относительная высота Дзирульского массива в первом случае определяется с ошибкой в -50м, а во втором - -300м. По таким же расчетам г. Казбек по нижнему горизонту определяется в 3.75км, по верхнему в 4.0км. Эльбрус по нижнему горизонту равен 3.5км, а по верхнему -3.75км. Казбек в первом случае определяется с ошибкой - 1283 м, во втором - -1.033м. Эльбрус в первом случае определяется с ошибкой - -2142м, во втором - -1892м. Такой сравнительный анализ можно продолжать без конца и выполнить для любой координатной точки. Можем определить среднее абсолютное отклонение, среднеквадратичное отклонение, но это неправомерно. Они измерены в различных мерах, высоты рельефа в метрах, глубины подземного рельефа в километрах, причём в последнем допускаются значительные ошибки в глубинах и координатах эпицентров. Поэтому результаты будут различны и везде с минусом, поскольку, как видно, перемещение масс на разной глубине происходит по-разному - по законам термодинамики, что в данном случае для обоснования уже установленной закономерности не имеет особого значения.

Визуально-численный анализ карт морфологии глубинных опорных горизонтов сейсмичности и рельефа дневной поверхности Кавказа позволяет заключить, что рассмотренные карты находятся в теснейшей корреляционной зависимой связи. Главной определяющей силой для

этих горизонтов, отображенных на картах являются одни и те же глубинные процессы, которые определить и назвать пока невозможно, но то, что текущие процессы играют доминирующую роль в формировании современного (в геологическом смысле) дневного рельефа, определенно, можно сказать.

Если на все это посмотреть с точки зрения актуализма, нет сомнения в том, что глубинные процессы в прошлом трансформировались, изменялось глубинное строение и вместе с ним облик Земли, геологические процессы осадконакопления, происхождения и развития магматизма и, конечно, тектоники в самой верхней ее оболочке. Проследить их ретроспективно невозможно. Поэтому непосредственная связь глубинного строения настоящего времени (по данной работе) с геологией (в широком историческом понимании), наблюдаемой на поверхности, аналогичной геоморфологии не может наблюдаться, она завуалирована. Тем не менее, этот вопрос следует затронуть в самых общих чертах.

Этот вопрос можно рассмотреть только с точки зрения глобальной или региональной тектоники, за исключением глубинных разломов. Последний вопрос – особая тема, рассматривается ниже.

Те структурные соотношения, которые наблюдаются между глубинным строением и морфологией рельефа дневной поверхности (рис.6.3.39-6.3.41, см. приложение) позволяют предполагать, что влияние глубинных процессов и глубинного строения является одним из главных факторов, формирующих верхний тектонический слой. Под этим подразумевается геологическое образование-слой выше нижнего опорного горизонта. По нашему представлению он выше “базальтового” или другого, отличного от верхнего горизонта, с пониженной, в данном случае, сейсмичностью, обусловленной, вероятно, особым физическим состоянием самого “базальтового” слоя.

У нас нет данных для расшифровки “особого физического состояния” слоя. Скучных скоростных параметров, касающихся прохождения в нем сейсмических волн, и мощностей, к тому же не вполне достоверных, недостаточно для определения природы “базальтового” слоя. Поэтому роль “базальтового” слоя в возникновении землетрясений не ясна, она должна быть значительной в формировании тектоники и морфологии дневного рельефа, наблюдаемых на поверхности. Поскольку источник энергии всякого движения и превращения находится под корой – “базальтовым” слоем, то энергия, обуславливающая землетрясения, должна передаваться через этот слой вверх. Но как?

“Промежуточный” “гранитный” горизонт в этом плане занимает другую позицию – аккумуляционную и триггерную, для этого он должен быть наделён особым физическим свойством, но каким?

Известно, что “гранитный” слой состоит из кристаллических пород, т. е. известен его вещественный состав, но в данном случае значение имеет его физическое состояние, которое определяется плотностью, упругостью, компактностью и релаксационно-геологическими условиями. В геолого-геофизических отношениях “гранитный” слой всегда представлял большой интерес, теперь это становится еще более актуальным, так как устанавливается, что через него осуществляются все геолого-геоморфологические процессы, в результате которых получен тонкий самый продуктивный и жизненно важный для человечества слой выше “первого опорного горизонта”.

Исходя из нашей тематики интерес представляет физическое состояние этого промежуточного “гранитного” слоя в плотностно-упругом отношении. Как известно, “гранитный” слой является лабильным, податливым при воздействии деформирующих сил. Ко всему этому надо добавить, что по данным землетрясений “гранитный” слой мощностью в 20 км не является монолитным, компактным, как это представлялось раньше, а расслоен субгоризонтально тонкослойно в 1-2 км и больше в зависимости от сеймотектонических условий. Вопросов относительно расслоенности много: роль и значение их в геологическом строении, отражение в геофизических полях и т. д. Одним из таких вопросов является первичность расслоенности земной коры. Те региональные опорные горизонты сейсмичности, которые установлены нами, относятся к особым категориям расслоения земной коры. Кроме того, есть расслоенность низкого порядка, хорошо устанавливаемая на разрезах распределения гипоцентров. Расслоенность “гранитного” слоя наблюдается во всех сейсмоактивных зонах различной индивидуальностью по форме расклада гипоцентров, чередованием и простираемостью плоскостей расслоения (рисунки 6.3.22, 24, 25, 27, 29, 32, 33, 34) Интерес представляет природа (физическая или геологическая неоднородность) и генезис (до или после землетрясений) этих расслоенностей. Нам

представляется, что расслоенность коры— первичная и в ней происходит накопление потенциальной энергии до поры до времени и затем мгновенная разгрузка.

В разрезах, по вертикальному распределению гипоцентров выше нижнего опорного горизонта сейсмичности, гипоцентры раскладываются системно по разным геометрическим фигурам (о чем не раз было сказано выше) линейно, дугообразно, кольцеобразно, редко - волнистообразно. Все это говорит о том, что в этом мощном, скажем так, “гранитном” слое постоянно идут деформирующие (упругие, остаточные) процессы, которые передаются вышележащему осадочному слою. В данном случае через “гранитный” слой, кроме того, что он деформируется сам, осуществляются тектонические процессы, как и в формировании дневного рельефа.

Тектонику исследуемого региона следовало бы рассмотреть “в контексте” верхнего опорного горизонта сейсмичности, поскольку он ближе к осадочному слою, однако прежде надо определить, что сам по себе представляет горизонт. По глубинам горизонт по всему Кавказу занимает уровень от -1 до -5 км. В этом интервале встречаются самые различные стратиграфические наименования, тектонические системы и структурные этажи. Только два примера: на Большом Кавказе на этих глубинах должны быть древние кристаллические породы, в Куринской депрессии вскрыты молассовые образования и т.д. Этого достаточно, чтобы составить о нем представление. Таким образом, верхний опорный горизонт не является разделом ни стратиграфической и ни тектонической неоднородностей. По нашему мнению, этот горизонт сам по себе представляет субгоризонтальную тектоническую зону, параллельную нижнему горизонту, где в результате каких-то процессов происходят землетрясения. Оба горизонта одного и того же генезиса, возможно глобального, и, по крайней мере, регионального Кавказского масштаба.

Можно было бы найти в картах (рис.6.3.40-6.3.41, см. приложение) тектонические элементы сопоставимые с тектоникой, наблюдаемой на поверхности, но это будет “насилием”. Со временем это станет возможным после переинтерпретации большого количества материалов.

6.3.7. Глубинные разломы и расслоение земной коры

Вынесенные в заглавии вопросы являются давнишней тематикой геолого-геофизической проблематики и характеризуются неясностью представлений о реальной их сущности, что отражено в посвященной им литературе. Отсюда может быть исходит многовариантность геолого-геофизических карт и схем, посвященных глубинным разломам и глубинному строению вообще. Этому способствует и то, что подход к решению данных вопросов в методическом отношении также многовариантен, и каждый метод считается правомерным. Нет единого комплексного решения этой сложнейшей проблемы науки о Земле. В этом нас убеждает нижеприведенный материал и его скромное в геологическом смысле толкование, представленное здесь только в порядке обсуждения.

В принципе составления разломной тектоники по землетрясениям нами заложен системный, упорядочивающий расклад гипоцентров в вертикальном разрезе. Этот расклад должен быть ограничен слева и справа по профилю и распространен по вертикали, по крайней мере, от верхнего опорного горизонта сейсмичности до второго аналогичного горизонта. Такое распределение гипоцентров нами принято условно в качестве признака глубинного разлома корового заложения. На картах верхнего и нижнего горизонтов отмечается ширина этой структуры, поскольку в реальных условиях она должна измеряться в несколько десятков, а то и более ста километров, ее нельзя выразить в виде точки или линии в масштабе карты.

Системно упорядоченные гипоцентры, которые опускаются ниже нижнего опорного горизонта и упорядоченные до любой глубины, или, в крайнем случае, обладающие хотя бы одним гипоцентром, расположенным под коровым разломом, принимаются нами в качестве признака разлома глубинного заложения. Здесь следует отметить, что ниже глубины в 30 км, т.е. ниже второго опорного горизонта, из всей совокупности землетрясений в количестве 51687, мы используем для составления карт только 354, что очень мало! Из них несколько единиц попадает вне зоны вертикально упорядоченного распределения гипоцентров, но и они находятся в близости таких зон. Таким гипоцентрам можно ошибочно приписать определенные координаты или посчитать это естественным отклонением от нормального распределения.

Эти предпосылки позволяют считать гипоцентры, оказавшиеся под упорядоченной зоной, связанными с разломом. Непонятно, почему их так мало! Можно предполагать, что напряженность тектонических сил в современной относительно спокойной эпохе с глубиной

уменьшается. Здесь следует отметить и то, что при классификации глубинности разломов принимается во внимание характер расклада гипоцентров на уровне опорных горизонтов в интервале зоны разлома. Там, где гипоцентры разбросаны вертикально на 1-2 км, что имеет место в большинстве случаев вероятность нахождения зоны разлома высока!

Поскольку речь идет о глубине очагов землетрясений, надо заметить, что, во-первых, в литературе высказываются предположения о неправильном определении глубины “фокальных” землетрясений, которых на Кавказе всего до 10 единиц, и глубина их более 80 км. Во-вторых, эти гипоцентры приурочены к разломным структурам, прослеживаемым в Казбегско-Лагодехской, Грознинской и Дагестанской зонах, характеризующихся отличными от других регионов Кавказа своеобразными сейсмологическими условиями. (рис. 6.3.25, рис.6.3.29, профили третьего ряда по рис. 6.3.3). Если координаты этих гипоцентров были определены неправильно, то в общую систему распределения гипоцентров они бы не расположились упорядоченно, так что этот вопрос должен быть снят с повестки дня. Вместе с тем, следует отметить, что западнее 39 профиля верхнего ряда гипоцентры ниже -40 км не опускаются.

Для характеристики разломной тектоники важно определить расклад гипоцентров в самих разломных структурах. Для южного склона Большого Кавказа мы их разделили на три группы, которые визуальнo заметно отличаются друг от друга и отражают деление этого горного сооружения по простиранию на сегменты. Об этом было сказано выше и останавливаться на этом еще раз нет надобности. Второе, что примечательно, деление структуры гипоцентров по вертикали разлома на две части с непохожей упорядоченностью – северную часть и южную, по всему южному склону Большого Кавказа. Этот признак расклада гипоцентров нами принят местом коллизии или аккреции двух огромных глубинных геологических структур в виде Закавказской плиты и Русской платформы. Об этом тоже было сказано выше, и для наглядности была показана зона соприкосновения, отмеченная красной линией (рис. 6.3.21, 6.3.22, 6.3.27 и рис. 6.3.31-32).

Совместно со структурой внутризонального распределения гипоцентров необходимо знать угол наклона и азимут падения разломной системы. На всех разрезах распределения гипоцентров Большого Кавказа их вертикально упорядоченные совокупности редко отклонены под небольшим углом (5° - 10°) с южным наклоном от вертикального направления. От этого правила несколько отклоняются разломы, выделенные на профилях 9, 13, 14, 16 и 17 третьего ряда, наклоненные на юг на 15° - 20° . Северным наклоном на 5° - 10° отличаются разломы на профиле 3 третьего ряда (рис. 6.3.25). Таким образом, можно сказать, что разлом глубинного заложения южного склона Большого Кавказа, в целом, залегает субвертикально и никаких перемещений масс по разлому не замечено. Разломы, выделенные на северном склоне Кавказского хребта, наклонены, все без исключения, на север под углом 5° - 10° .

Немного отличная от вышесказанного сейсмологическая ситуация имеет место на Малом Кавказе. Об основных признаках уже было сказано выше, в дополнении надо отметить меньшую глубинность землетрясений в Южной Грузии и Армении, ограниченных глубиной 40 км, более глубокие гипоцентры приурочены к Аджаро-Триалетской зоне, здесь нет зоны коллизии или аккреции (рис. 6.3.24, 6.3.33, 6.3.34).

Когда говорят о расслоенности глубинных горизонтов Земли подразумевают расслоенность литосферы на мощные слои, вероятно, не менее нескольких десятков километров мощности [54]. Этот вопрос рассматривается, в основном, в теоретическом плане. Однако, рассматривая разрезы распределения гипоцентров в вертикальной плоскости можно заметить явление, аналогичное тому, что мы наблюдаем по “опорным горизонтам” сейсмичности, и в твердой коре, но в меньшем масштабе. Такое расслоение, (помимо выше упомянутых опорных горизонтов, если их считать расслоением Кавказского “характера”), можно наблюдать на многих разрезах распределения гипоцентров, особенно Малого Кавказа. Например, на профилях 22, 23, 24, 26, 27 и 29 нижнего ряда, а также профилей 2 и 3 третьего ряда (рис.6.3.3). Объяснение этих факторов, видимо, кроется в решении общегеодинамических задач, прилагаемых ко всему рассматриваемому нами материалу.

Наконец, необходимо отметить, что при определении интервала разломной структуры по профилю, наклона по простиранию в глубину или расслоения среды по латерали где-то, возможно, допускается субъективизм интерпретатора, однако расклад, упорядоченность нижнего и верхнего “опорных горизонтов сейсмичности” происходит естественно, без вмешательства интерпретатора. Это касается также и составления карт глубинного строения.

Наступил черед рассмотрения карт разломов разного глубинного заложения, зафиксированных на верхнем и нижнем опорных горизонтах сейсмичности. Поскольку верхний

опорный горизонт сейсмичности выделяется на глубинах $-1 \div -5$ км, а нижний аналогичный горизонт на глубине $-21 \div -25$ км, глубинные разломы могут их пересекать в разных проекциях и разной мощностью, поэтому составили карты глубинных разломов, относимых к этим горизонтам (рис.6.3.42-43, см. приложение). Информативность этих карт в некоторой степени различна.

В целом, эти две карты в общих чертах одинаково по форме отображают проекцию залегания глубинных разломов, с той разницей, что одна из них смещена по латерали по отношению к другой на единицы километров.

На обеих картах можно четко проследить две системы зон разрывной тектоники Большого и Малого Кавказа. Они разъединены узкой полосой асейсмичной Рионско-Куринской депрессии. Они различаются, как уже не раз было сказано, внутривозломной структурой и глубиной проникновения, если можно так сказать, в земную кору. Они различаются также морфологией, изогнутостью, раздробленностью; всё это перенесено на наши карты различными условными знаками.

Надо особенно отметить, если представленные здесь материалы о глубинном строении будут приняты, а мы в этом уверены, то представления о глубинных разломах, по крайней мере, на Кавказе должны будут коренным образом измениться. Глубинные разломы, на примере Кавказа, такого же порядка, что и прилегающие к ним мегаструктуры или развитые над ними сплошные, в физическом смысле другого характера, структуры (осадочный покров Южного склона).

Глубинный разлом по землетрясениям представляется зоной шириной в несколько десятков и более 100 км, а по простиранию до 1000 км. Вместе с тем, глубинный разлом может иметь по простиранию длину в несколько десятков километров и не более. Такие разломы на картах (рис.6.3.42-43, см. приложение) нанесены, но показаны вопросительным знаком из-за малости данных. Кроме того, на первичных материалах вблизи нижнего опорного горизонта отмечены разломы, не достигшие верхних горизонтов.

В таких больших размерах, как это представлено на картах разломов глубинного заложения, все геолого-геофизические варианты глубинных разломов, масштабность которых несравненно маленькая, могут размещаться без какой-либо стесненности.

Что должен представлять собой глубинный разлом? Трудно сказать. По нашим представлениям, глубинный разлом представляет собой особое состояние геологического тела, в котором аккумулируется потенциальная энергия до критического момента, а затем происходит ее моментальная разгрузка. Такие процессы в разуплотненных, хрупких и, тем более, пластических телах протекать не могут. Поэтому глубинный разлом должен представлять собой особое состояние глубинных тел. Физика глубинных (в частности) разломов, не изучена, мы ее в литературе не встречали. Этот вопрос – первоочередная задача теоретической сейсмологии. Кстати, при анализе разрезов распределения гипоцентров, перемещений масс в самом разломе или вне разлома замечено не было, так же как и разрывов геометрических форм тел. Визуально такие последствия не наблюдаются. При этом упорядоченное распределение гипоцентров просматривается вполне очевидно.

После краткого обзора содержания карт глубинных разломов по землетрясениям, перейдем к их формальному описанию. Геологическое же толкование частично можно увидеть в разделе, рассматривающем карты глубинного строения. Поскольку карты разломов глубинного заложения по верхнему и нижнему горизонтам адекватно отображают разломные структуры, фиксируемые на кровле и подошве корового “твёрдого” слоя, разломы на этих картах одинаково поименованы и пронумерованы и рассматриваются здесь также совместно.

Карта глубинных разломов территории исследования по землетрясениям своей морфологией и зональностью отображения геологической среды, разделенной в общих чертах по “каким-то качествам”, напоминает, особенно в пределах Грузии, тектонические карты районирования, отображающие крупные геологические структуры.

В этой обстановке южный склон Большого Кавказа (рис. 6.3.43, I-I, см. приложение) полностью размещен на глубинном разломе, который прослежен на первичных материалах довольно достоверно. Западная часть после Сухуми не прослеживается из-за отсутствия достаточного количества землетрясений. В пределах прослеженного интервала разлом по простиранию смещен трансзональными разломами и по характеру системного упорядочения гипоцентров в различных частях разреза делится на три продольных сегмента: западный, средний и восточный. По всему разлому почти по средней продольной оси отмечается сочетание, стыковка различно упорядоченных, линейно, сгруппировано и кольцеобразно расположенных гипоцентров и, как уже было сказано, это принимается за стыковку двух огромных геологических тел.

Приведенные в качестве иллюстрации рисунки удостоверяют коллизионный фактор или аккреционный эффект различных тел.

На северном склоне Большого Кавказа такого системного глубинного разлома, как на южном склоне, нет. Во всяком случае по имеющимся материалам землетрясений это не прослеживается. Однако, данные землетрясений показывают, что северный склон Большого Кавказа имеет иное глубинное строение, чем южный склон. В этом можно убедиться по представленным материалам (рис. 6.3.42-43, см приложение).

На северном склоне Большого Кавказа вторым номером выделен Эльбруско-Чегемский разлом глубокого заложения (рис.6.3.43, II-II, см. приложение). Разлом приурочен к одноименной аномальной зоне сейсмичности (рис.6.1.2) и прослеживается на профилях 19-24 верхнего ряда между опорными горизонтами. Только на профиле 19 под нижним опорным горизонтом зафиксировано 3 гипоцентра на глубинах 35-40 км. По этому признаку разлом относится к глубинному заложению. Третьим (рис.6.3.43, III-III) номером выделяется Мамихдон-Аргунский разлом, который начинается в среднегорной части Северной Осетии и заканчивается в южных хребтовых кряжах Чечни. Разлом окаймляет с севера Главный хребет Большого Кавказа и определяет морфологию, по-видимому, Бокового хребта в этой части.

Четвертая зона глубинного разлома (рис. 6.3.43, IV-IV) на Северном Кавказе включает Арик-Керокийский хребет и названа его именем, но в южной части она охватывает еще ряд мелких хребтов (Братский, Гудермесский и Сунженский), которые создают вокруг г.Грозного плоскогорную кряжевую систему и являются источником неожиданных интенсивных землетрясений, по неустановленным причинам самых глубоких на Кавказе.

В целом, создается впечатление, что Большой Кавказ является надстройкой глубинных разломов и происходящих в них геодинамических процессов.

Глубинная тектоника Малого Кавказа по данным землетрясений не имеет единого строгого далеко прослеживаемого структурного плана. На картах глубинных разломов она отражена раздробленно, разобщенно. В отдельности; в морфологическом отношении, вырисовывается изогнутый зонально-блоковый характер строения, к которому относится и Аджаро-Триалетская зона.

Аджаро-Триалетская зона, отмеченная на карте (рис. 6.3.43, V-V), в общей системе сейсмичности Кавказа не отличается своей активностью. Однако на картах глубинных разломов она выделена уверенно. Дело в том, что в этой части территории очаги землетрясений группируются вертикально системно и по ним единичные очаги фиксируются на больших глубинах – достоверные признаки существования разлома глубинного заложения. Вместе с тем, при наличии, как видно, интенсивных сеймотектонических процессов, фиксируемых по всей зоне, признаков глубинных нарушений западнее Годердзского перевала не отмечается. Вызывает удивление и то, что на всей территории, начиная с указанного перевала и в продолжении на юго-запад к Черному морю, включая все Восточные Понтиды, признаков глубинных нарушений нет. Хотя, на картах глубинного строения (рис. 6.3.40-41, приложение) эта часть территории отражена полностью.

На картах шестым номером (рис. 6.3.43, VI-VI) обозначена зона, названная Хахкерт (гора в Турции)-Кечутской. В начале, у этой горы, зона не превышает 25 км мощности; в продолжении на восток на расстоянии 50 км эта мощность выдерживается, затем она расширяется и уже в районе Ахалкалаки достигает ширины 75 км. Зона начинается землетрясениями низкой частоты, которая к востоку также быстро растет, как и ширина, и на площади Джавахетского нагорья достигает максимума. Разлом с востока ограничивается восточным склоном Кечутского хребта. Вся эта часть зоны характеризуется интенсивными (частыми) землетрясениями. Западнее г. Хахкерт зона не распространяется; если бы она распространялась она бы прошла южнее Артвинского массива. В таком случае, Артвино-Болнисская тектоническая зона не представляет собой единую систему в структуре глубинных разломов, она разъединена Месхет-Джавахетской глубинной разрывной тектоникой. В Хахкерт-Кечутской зоне глубинных разломов выделяется территория Джавахетского нагорья особыми морфологическими структурами вулканических построек и сейсмичности. В целом, она напоминает огромное кольцо, арену вулканической деятельности с внутренними эпицентрами аналогичной деятельности меньшего масштаба. Это кольцо представляет собой огромный цилиндрический столб, напичканный очагами землетрясений, что позволило выделить его в виде подзоны под седьмым номером (рис. 6.3.43, VII-VII).

Базумский и Кукарац-Папаякский (на рисунках 6.3.42-43 зоны VIII-VIII и IX-IX соответственно) - отражают разломы одного порядка – корового заложения.

Севано-Шахдагский разлом (рис.6.3.43, X-X) чисто корового заложения прослеживается на 60-75 км, в начале четко, к востоку – заувалировано.

На территории Турции выделяется разлом глубинного заложения в интервале Байбурт-Ганлугский (хребет) (рис.6.3.43, XI-XI). По поводу геологического объяснения этого разлома ничего не можем сказать, кроме того, что он, по-видимому, приурочивается к Северо-Анатолийскому глубинному разлому [по А.В. Пейве].

6.3.8. Землетрясения в связи с молодым вулканизмом

О том, что Кавказ самое молодое горноскладчатое сооружение Альпийской тектонической системы свидетельствуют не только останцы молодой вулканической деятельности – тектонические нарушения самых молодых, но даже и нижнечетвертичных образований. Кроме этого здесь имеют место чрезвычайно интенсивные землетрясения, свидетелями, а часто и жертвами которых являются люди, населяющие эти края с древних времен. И это тоже бесспорные признаки современных тектонических процессов. Многочисленные попытки [60, 71, 72, 75, 79, 80, 88] установить природу происхождения столь чрезвычайно интенсивной сейсмичности региона и увязать эти явления с тектоническим строением местности не приводили близко к реальной приемлимой концепции. Из-за сложности проблем, к сожалению, разговор идет “вокруг и около” их. Поэтому эти вопросы не сняты с повестки дня и требуют комплексных исследований для установления природы Джавахетских землетрясений с целью дальнейшего геолого-сейсмологического прогнозирования. Наши попытки представляются нам одним из шагов в этом направлении.

На Кавказе все регионы с вулканическими аппаратами (выводы магматических продуктов) или распространением молодых вулканических образований являются областью интенсивных сейсмических явлений. Джавахетское и Армянское вулканические нагорья, высокие горы Эльбрус и Казбек, представляющие собой огромные вулканические конусы, Кельское вулканическое плато известны своей сейсмичностью и четко выделены на карте сейсмичности (рис.6.1.2). Закономерно (поскольку это носит массовый характер), что землетрясения связаны с молодыми, но давно потухшими, вулканическими явлениями. Если это так, то надо искать эту закономерность в области означенных явлений. В этом плане большой интерес представляет связь между собой этих двух экстремальных явлений природы, совместимых в пространстве и разобщенных далеко во времени, в геологическом смысле. Что общего у них между собой? Где они могут быть взаимосвязаны или взаимообусловлены? Как в упомянутых местах, когда вулканизм уже давно погашен, а землетрясения происходят и сегодня. Вопросы непростые. Мы рассматриваем их здесь в порядке постановки проблемы.

В порядке опыта, предметом нашего исследования, в первую очередь, является Южная Грузия – Месхет-Джавахети, ибо из всех инструментально зарегистрированных землетрясений на Кавказе 50% приходится на эту небольшую территорию, ставшую большой научной и социальной проблемой. Она давно интересовала несколько поколений ученых, геологов и геофизиков [И. Мушкетов, В. Вебер, Е. Бюс, А. Цхакая, Розова, Л. Варданянц, И.Кирилов, Горшков, М. Рубинштейн, Э. Джибладзе, О.Гоцадзе и многих других]. Мы намеренно избегаем очерка о сейсмологическом и геологическом изучении рассматриваемой территории, считая, что названные авторы прекрасно изложили проблемы и идеи в своих работах, к которым нам нечего добавить. В результативном отношении большого продвижения в решении проблемы не произошло. Дело в том, что методический подход к ее решению у этих исследователей несколько “поверхностный”. Что мы имеем в виду? Землетрясение – глубинное явление, не ограниченное в пространстве геологической среды и во времени, вопросы же рассматриваются, главным образом, в форме логической комбинации данных землетрясений: эпицентров, параметров интенсивности, “невидимого” глубинного строения, без привлечения и систематики данных об очаговом положении и глубинном геофизическом строении.

Мы пытаемся рассмотреть проблему сейсмичности Джавахетского нагорья в аспекте приближения к очаговой среде. Уверены, такой подход более перспективный. Однако, вопрос пока еще далек от окончательного решения.

Морфологически Джавахетское нагорье представляет собой возвышенность с абсолютной высотой 1500-1700 м, площадью около 6000 км², над которой возвышаются вулканические постройки, расположенные в большей своей части системно. Одна такая возвышенная система проходит меридионально и представлена Абул-Самсарским хребтом длиной около 40 км с

абсолютными отметками вершин 2500-3300 м. Максимальная ширина этого хребта достигает 20 км.

Восточнее Абул-Самсарского хребта отделяясь от него депрессией, содержащей озера Сагаио и Тапаравани, располагается второй меридиональный хребет – Джавахетский (Кечутский-Мокрые горы), имеющий заметно изогнутую форму в сторону Абул-Самсарского хребта. Он представляет дугу общего кольца, также, как Абул-Самсарский хребет, изогнут в сторону первого и составляет вместе с ним раскрытое кольцо. Кечутский хребет здесь представляет водораздел между водосборными бассейнами рр. Ахалкалакис-Цкали и Храми.

В морфологическом отношении Джавахетский хребет заметно отличается от Абул-Самсарского хребта. Обладая, в общем, одинаковыми формами рельефа вулканические массивы в его пределах выделяются менее резко. Их здесь немало, но они явно не представлены как вулканические аппараты. Есть мнение о том, что Джавахетское нагорье представляет собой высокоприподнятые переплены, “бронированные” покровами молодых лав. Другое утверждение говорит о заполнении древнего рельефа молодыми лавами, подравненными денудацией и почвообразованием.

По нашему мнению, глубинным строением Джавахетский хребет не должен сильно отличаться от Абул-Самсарского хребта и вместе с ним должен составлять большую кольцеобразную структуру, как в геоморфологическом смысле, так и в отношении тектоники.

В морфологическом отношении Джавахетское нагорье представляет собой довольно высоко (1.5-2.0 км) приподнятую область, разделенную на Джавахетское нагорье и Ахалкалакское плато. В геолого-геофизической литературе в качестве названий вперемешку употребляется то Ахалкалакское нагорье, то Ахалкалакское плато, в то время как нагорье морфологически, а также в сейсмологическом отношении четко отделено от плато Абул - Самсарским высоким хребтом. В таком виде мы это и принимаем.

Вся эта территория в геологическом отношении представлена молодыми миоплиоценовыми и плейстоцен-голоценовыми вулканическими образованиями. Каких только пород здесь не встретишь, от аморфных до полукристаллических, от кислого риолитового до основного базальтового состава. Залегают они на различной глубине от поверхности земли в различных геометрических формах без существенных тектонических дислокаций и изменений. На дневной поверхности располагаются мозаично, без какой-либо заметной последовательности. На такой слабоэрозионной основе в виде гор воздвигнуты вулканические конусы-аппараты, высотой от сотен метров до 1.5-2 км, разбросанные на территории в виде определенной линейной и дугообразной системы. Установление их структуры не так просто. По геологическим представлениям каждый крупный вулканический аппарат связывают с глубинным разломом и считается, что системное их расположение на дневной поверхности есть отображение глубинного разлома. Руководствуясь этими представлениями, образовалась разновариантная схема расположения глубинных разломов рассматриваемой нами территории, предпочтительно меридионального направления. Что касается строения самых вулканических аппаратов, то оно разнообразно по структуре, составу пород, последовательности излияния и по составу магмы. Этими признаками вулканические аппараты далеко не похожи друг на друга.

Вулканические аппараты (конусные постройки) нам представляются доминантно, системно расположенными сгруппировано и кольцеобразно. Поэтому структурно, вместо сгруппированного объединения, мы их соединяем по кольцевым системам, в зависимости от раскладки вулканических аппаратов (рис.6.3.44). На этом рисунке Джавахетское нагорье окружено одним большим кольцом, которое содержит максимально сгруппированное количество вулканических аппаратов. Внутри этого кольца выделено еще три, меньшего размера.

В восточной части Ахалкалакского плато доминирует линейный расклад вулканических аппаратов, а в юго-западной части – кольцеобразный, и нанесен на карту в виде кольцевой структуры.

Интерес представляет вопрос, что является основанием вулканического образования, находящегося под его полным покровом. На Ахалкалакском плато в с. Бежано, буровая скважина глубиной 824 м была приостановлена в эффузивных породах верхнего неогена, при этом в начале скважины прорезаны озерные отложения более 250 м. В 20 км юго-западнее от этой скважины в

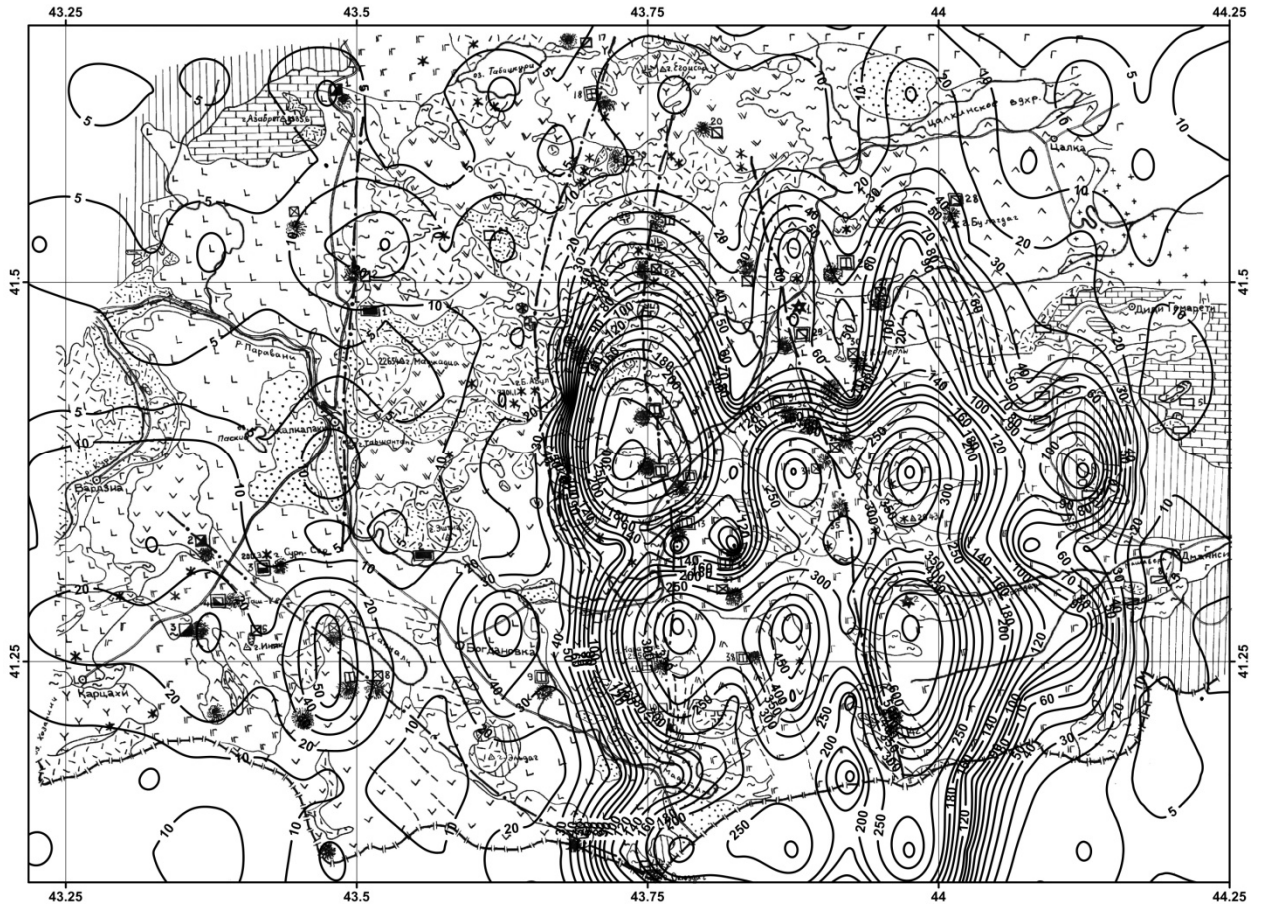


Рис. 6.3.44. Карта плотности равного количества землетрясений Южной Грузии (Ахалкалакское плато-Джавакхетское нагорье) на дневной поверхности на геологической основе [Геология по Д. Джигаури, Р. Торозову].

Условные обозначения

	Современные рыхлые отложения		Породы храмского кристаллического массива
	Верхне-четвертичные гиалоандезиты и андезито-дациты		Линия сброса
	Ср. и верхне-четвертичные андезитовые, андезито дацитовые лавовые потоки		Линия предполагаемого глубинного разлома
	Нижне-четвертичные озерно-аллювиальные отложения		Центр лавого излияния
	Нижне-четвертичные покровы (оливиновые долериты)		Экструзивный купол
	В. плиоцен. Андезитовые и андезито-базальтовые лавовые потоки		Центр эксплозианного извержения, шлаковый конус
	В. плиоцен. Базальтовые и андезито-базальтовые лавовые потоки		Захороненный шлаковый конус
	В. плиоцен. Андезито-базальтовые потоки		Разведанные месторождения вулканического шлака
	В. плиоцен. Андезитовые лавовые покровы и потоки		Изученное тем. партией месторождение шлака
	В. плиоцен. Базальтовые и андезито-базальтовые покровы с озёрными отложениями		Объекты выдвинутые а) тем. партией в 1969г. и б)разведанные в 1970г.
	В. миоцен-Н. плиоцен. ТUFFы, туфобрекчии, туфоконгломераты, покровы андезито-дацитовых лав, их пирокластолиты		Месторождение вулканического песка и щебня
	Н. плиоцен. Андезитовые, андезито-дацитовые и дацитовые лавовые покровы		Месторождение песка: а)кислого состава; б)основного состава
	Палеоген ср. и в. эоцен. Туфобрекчии, порфириты и мергелисто-глинистые породы		Месторождение перлита и абсидиана
	В. мел. карбонатные и морские вулканогенные образования		Объекты первой очереди
			—10— Количество событий землетрясений

Рис.6.3.45. Условные обозначения к рисункам 6.3.44-53.

“Ахалкалакской” скважине вскрыты вулканогены среднего эоцена мощностью 600 м, затем известняки верхнего мела 550 м, ниже этих пород по данным этой же скважины должен располагаться кристаллический фундамент, а по геофизическим данным фундамент здесь должен залегать намного глубже.

Теперь посмотрим, как все это представляется геофизическими методами. По нашему мнению, эти же породы в той же последовательности, должны залегать в Джавахетском нагорье на глубинах выше, чем на Ахалкалакском плато.

На рисунке 6.3.44. представлена карта распределения эпицентров в изолиниях равного количества событий, попавших в элементарную ячейку с площадью 5.55 x 5.55 км. Карта четко делится на две половины. Первая, восточная нагорная часть от подножия Абул-Самсарского хребта до восточного склона Джавахетского хребта включительно. Территория нагромождена кружевными изоаномалиями количества землетрясений чуть удлиненной, почти эллипсоидной, формы, ориентированной в субмеридиональном направлении. Аномалии можно представить разделенными на две категории, первого и второго ранга. Аномалии первой категории намного больше по площади и частоте (количество событий в эпицентрах достигает 600-1000 единиц землетрясений). Аномалии второй категории разные по форме, от чисто круглой, почти эллипсоидной, и с меньшим количеством (200-400 единиц) землетрясений в эпицентрах. Аномалии первой категории выделены на Абул-Самсарском и Джавахетском хребте, где эти аномалии полностью перекрывают в ширину и длину эти хребты. В конце Джавахетского хребта аномалия раздваивается; левая часть смыкается с Абул-Самсарским хребтом левее села Окианги. Правая часть отходит от хребта в меридиональном направлении и заканчивается у с. Аврало “периклинально” с маленьким эпицентром. Группа аномалий заполняет промежуток между этими хребтами и, кажется, является придатком Абул-Самсарского и Джавахетского хребта с запада и с востока, соответственно. Таких овальной формы аномалий с эпицентрами названных величин около 15-18. Все аномалии связаны между собой кружевами изолиний и длинной осью направлены меридионально. Большинство вулканических построек-аппаратов расположено на площади интенсивных землетрясений в области Джавахетского нагорья.

Вторая западная половина карты (рис.6.3.44) – Ахалкалакское плато характеризуется изоаномалиями с количеством землетрясений контрастно низкого уровня. Изолинии низкого порядка как-то выступают из аномального блока Джавахетского нагорья в западном направлении в две полосы. Одна полоса изолиний с отметкой в эпицентре 40 единиц, выступающая в сторону Карцахи, охватывает несколько кольцеобразно разложенных вулканических аппаратов. Северная полоса меньшей интенсивности выступает в сторону с. Аластани, но здесь куполов вулканической деятельности не наблюдается.

Вся эта форма аномалий распределения эпицентров с морфоструктурой региона напоминает цирковую арену, разделенную на две части: Джавахетское нагорье и Ахалкалакское плато, где разыгрываются одновременно разные действия одного сценария природы.

Таким образом, суммарные частоты землетрясений отражают сейсмотектонические особенности этих двух разнопостроенных областей-пространств различной вулканической и магматической деятельности в прошлом. В этом плане интерес представляют также распределения очагов по глубинам.

Представленная на рисунке 6.3.46. карта частоты очагов землетрясений на глубинах 0-6 км повторяет конфигурацию изолиний предыдущей карты с меньшим числом землетрясений на площади Джавахетского нагорья. В части Ахалкалакского плато изолинии сокращены по площади, а отметки уменьшены на один интервал сечения. Изолинии в этой части становятся округленными. На этих глубинах Джавахетское нагорье также кольцеобразно и отличается структурой от Ахалкалакского плато. На карте глубин 7-13км в части Джавахетского нагорья видно три замкнутых кружка на очень ограниченной площади, что не отражает его структурную картину (рис. 6.3.47).

Карта глубин 14-20 км свободна от изолиний. На этой глубине на Кавказе землетрясения, как правило, происходят редко и оценить геологическую ситуацию по этому параметру будет неправильным (рис.6.3.48). На глубинах 21-27 км опоясывается ядро Джавахетского нагорья. На карте (рис.6.3.49) еще более четко вырисовываются кольцевые структуры Джавахетского нагорья. Главная структура имеет глубинный характер, опускается до -22, -25 км в таком же виде, в каком наблюдается на поверхности, и все это пространство представляется глубинным разломом, в котором наиболее активной частью является Джавахетское нагорье.

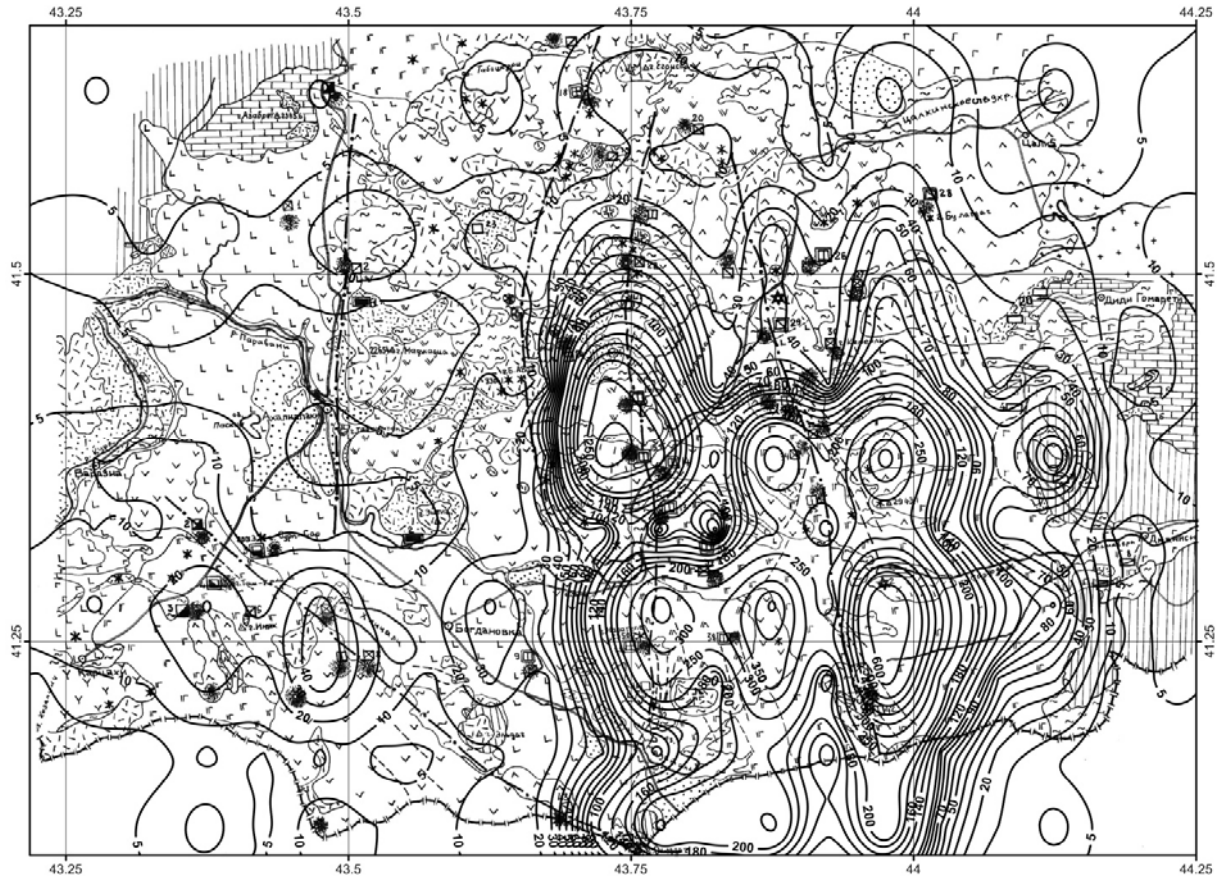


Рис. 6.3.46. Карта плотности равного количества землетрясений Южной Грузии (Ахалкалакское плато - Джавахетское нагорье) на глубинах 0-6 км на геологической основе.

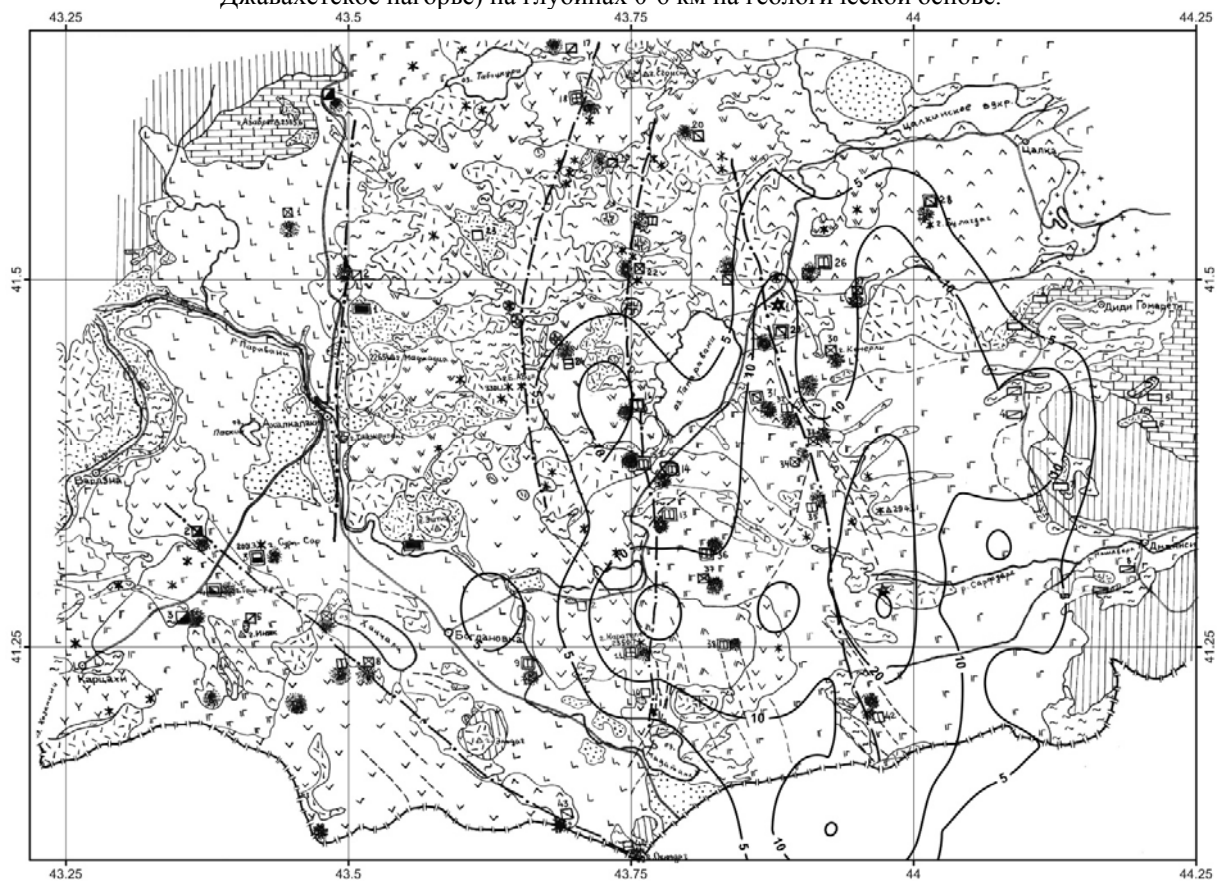


Рис. 6.3.47. Карта плотности равного количества землетрясений Южной Грузии на глубинах 7-13 км на геологической основе.

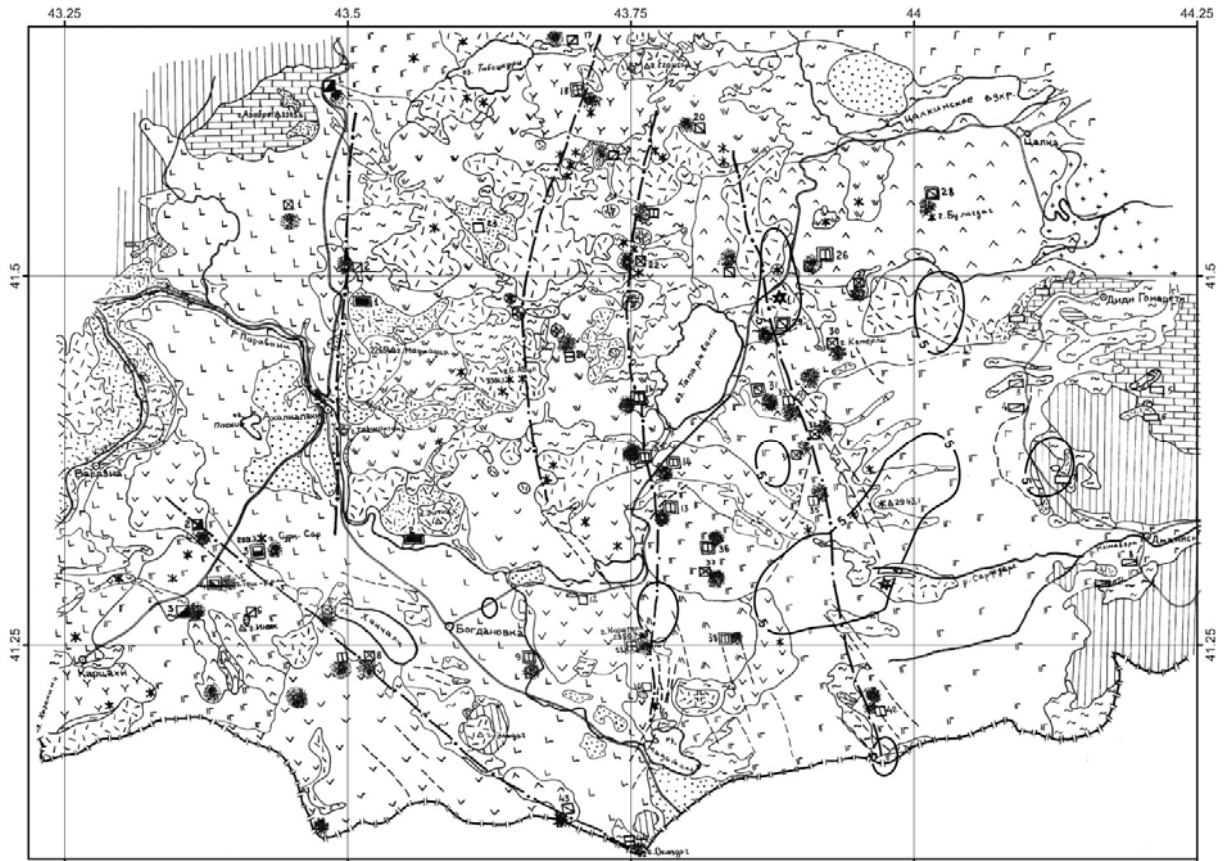


Рис. 6.3.48. Карта плотности равного количества землетрясений Южной Грузии на глубинах 14-20 км на геологической основе. [Геология по Д.Джигаури, Р. Торозову].

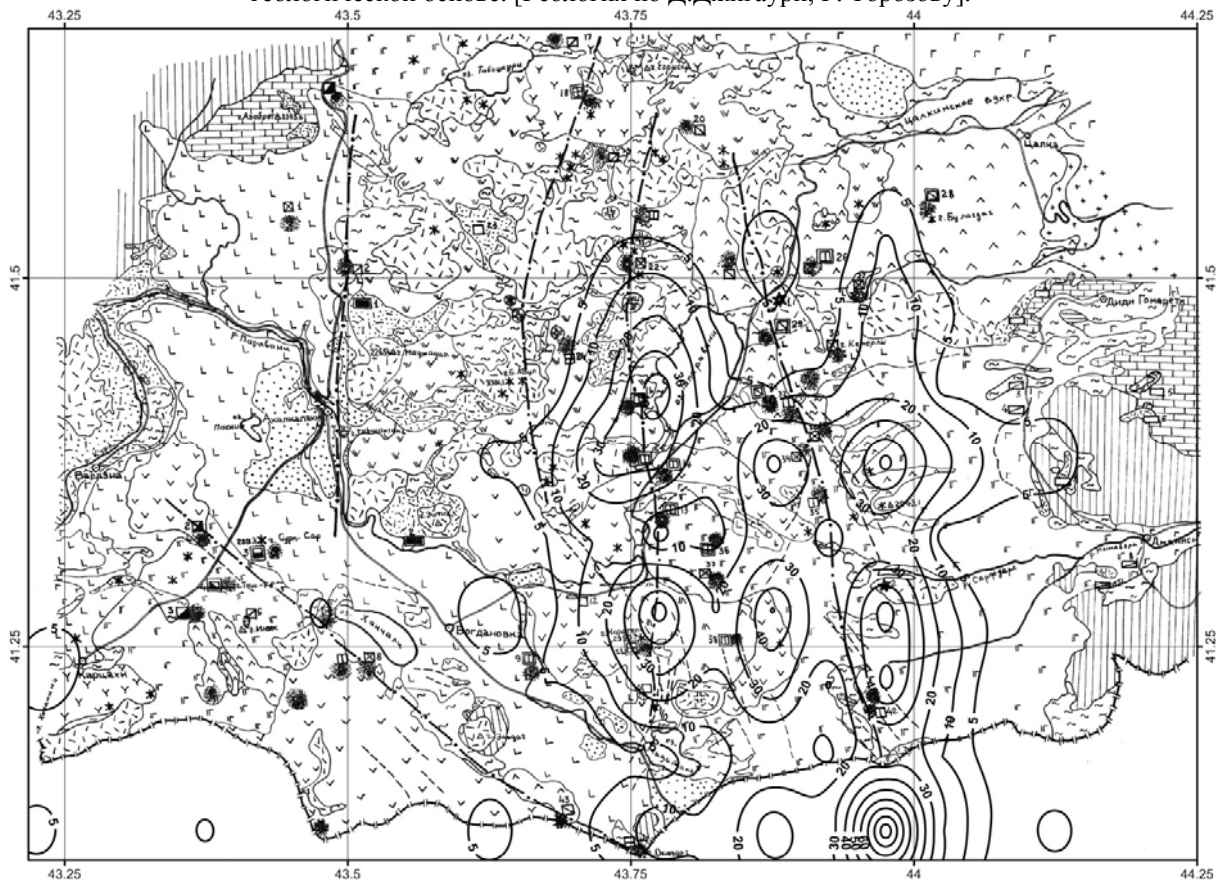


Рис. 6.3.49. Карта плотности равного количества землетрясений Южной Грузии на глубинах 21-27 км на геологической основе. [Геология по Д.Джигаури, Р. Торозову].

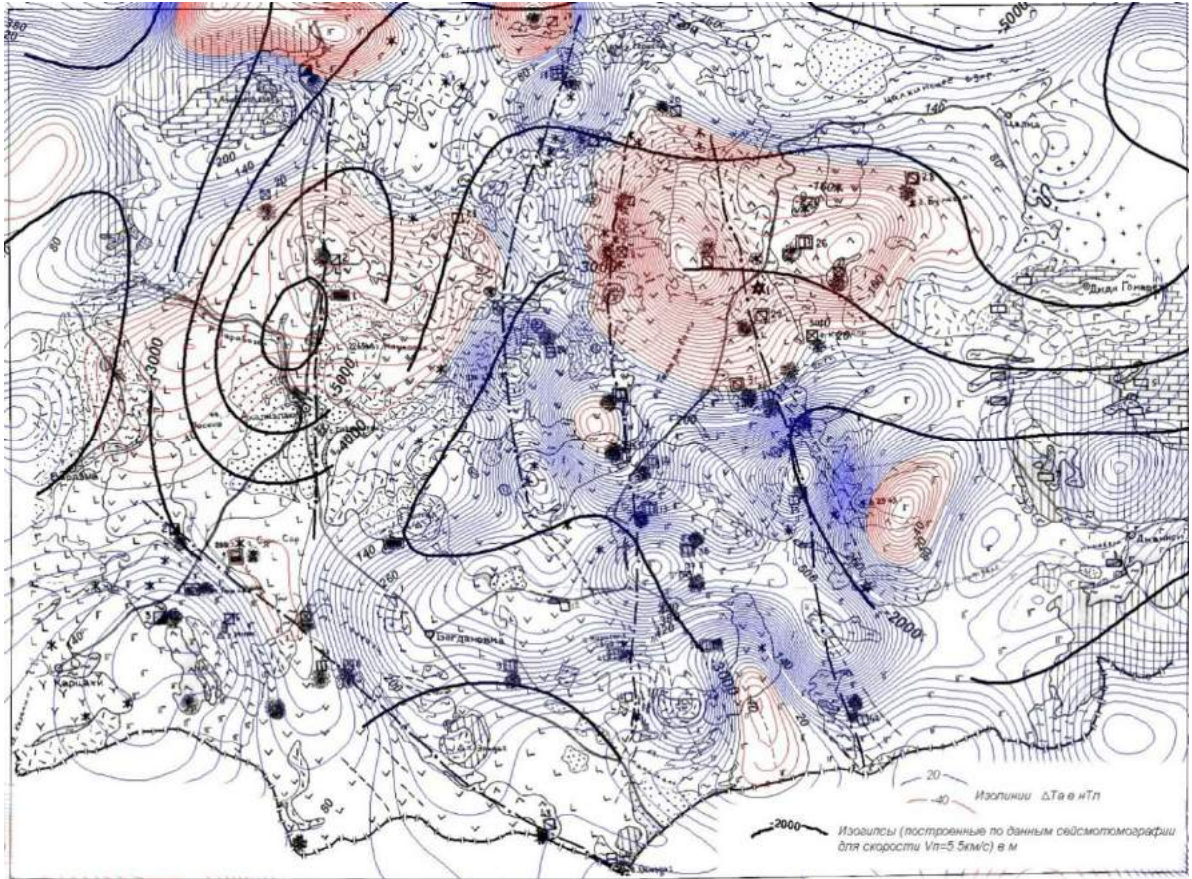


Рис. 6.3.50. Карты изоглубин томографического горизонта ПВ со скоростью 5.5 км/с и аномального магнитного поля на высоте 300-500 м, М 1:50000.

Это на рисунках 6.3.24 и 6.3.34 подтверждают разрезы распределения гипоцентров по глубине -25 км и глубже, где в точечном графическом отображении очагов землетрясений так много, что с трудом видны пробелы. Джавахетское нагорье и Ахалкалакское плато, в меньшей степени, уникальны в этом отношении. Уникальность Джавахетского нагорья контрастно отражается во всех других геофизических полях рис. 6.3.50–6.3.52, при анализе которых, к сожалению, мы должны ограничиться качественной интерпретацией.

На рисунке 6.3.50 представлена карта аномального магнитного поля ΔT_a аэромагнитной съемки масштаба 1:50000, имеющего на редкость сложное строение в сочетании с дипольным характером. В мозаике чередуются кружки различного размера положительного и отрицательного знака, совпадающие с групповыми, в большинстве случаев, или отдельными вулканическими построениями. Например, самый большой кружок отрицательного аномального поля объединяет северную половину Абул-Самсарского и Джавахетского хребтов, где число видимых вулканических конусов достигает 18, а возможно и больше, поскольку на Джавахетском хребте они плохо прослеживаются. Южная часть этих хребтов отмечена мозаичным положительным магнитным полем меньшего масштаба, отображающим отдельные вулканические аппараты.

Ахалкалакское плато почти полностью покрыто отрицательным аномальным магнитным полем ΔT_a . По всем показателям магнитного поля Джавахетское нагорье и Ахалкалакское плато коренным образом различаются морфоструктурой и глубинным строением. Однако неясными остаются дипольный характер аномального магнитного поля и его связь с глубинным строением и явлениями землетрясений.

Эти кардинальные вопросы следовало бы решать количественно другими геофизическими методами в помощь сейсмологии с целью установления глубинного геологического строения и природы генезиса землетрясений на примере Джавахетского нагорья. Для этого и были привлечены рассмотренное выше АМП ΔT_a и предстоящее к рассмотрению аномальное поле силы тяжести в редукции Буге 2.67 г/см^3 (рис. 6.3.51). Однако, по техническим причинам мы

ограничились формальным цитированием указанных полей. Гравитационное поле представлено в тех же пределах, что и рассмотренные поля на других картах.

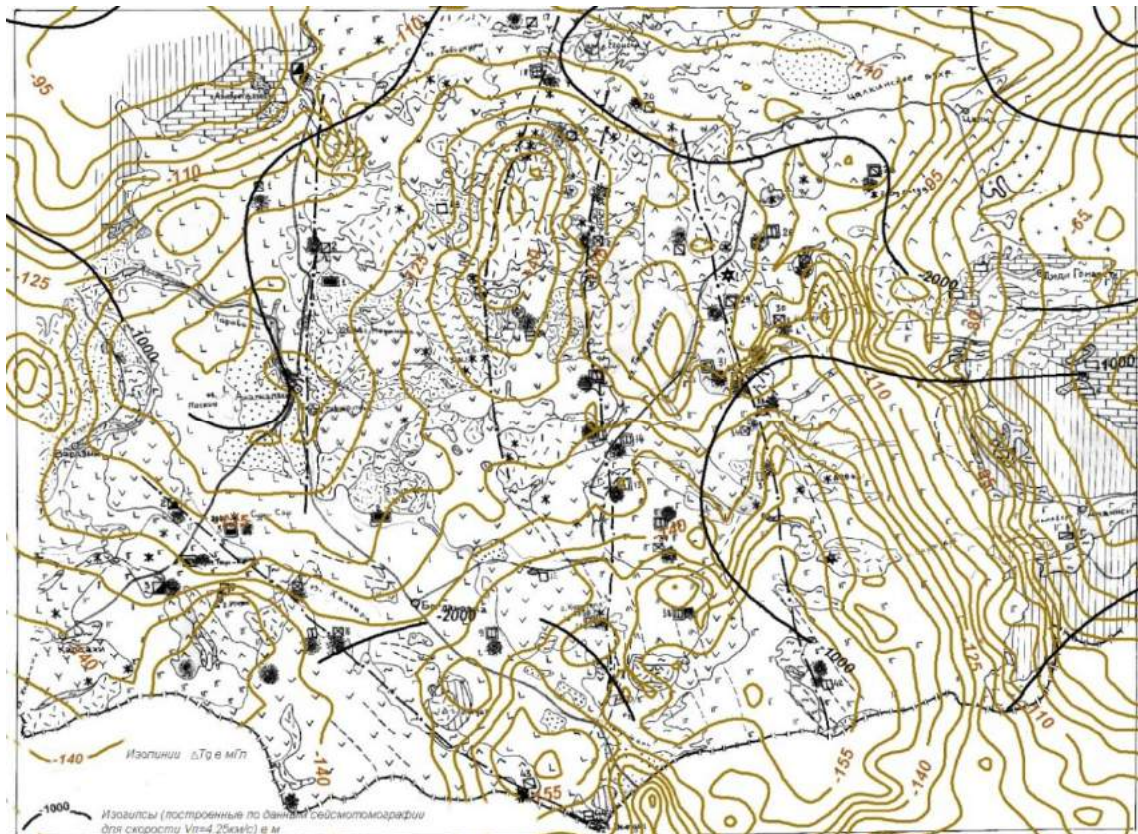


Рис. 6.3.51. Карты изоглубин томографического горизонта ПВ со скоростью 4.2км/с - черным цветом и аномалий силы тяжести – коричневым.

Аномальное поле, в целом, по площади отрицательное от -65 до -160 мГал. Ни одного региона на Кавказе с аномальным гравитационным полем такой интенсивности не встречается, что является весьма симптоматичным. Своей мозаичностью и расположением аномалий по отношению к структурным элементам региона морфология изолиний силы тяжести напоминает морфологию АМП ΔT_a . Хотя АГП Δg однополюсное, отрицательное, но относительным соотношением аномалий оно может адекватно отображать соответствующие структуры. В данном случае южная половина Абул-Самсарского и Джавахетского хребтов покрыта АГП -160 мГл. В начале, после Армянского вулканического нагорья эта аномалия едина для обоих хребтов. На уровне Богдановки аномалия Δg как-то раздваивается вдоль простирания хребтов с тенденцией уменьшения интенсивности и заострением изодинам Δg в меридиональном направлении. В завершающей части этих хребтов между ними появляется локальная аномалия, соединяющая раннее раздвоенные части. К северу интенсивность аномалий падает, изодинамы получают раскрытую форму. К востоку от Джавахетского хребта, т.е. на его восточном склоне интенсивность Δg падает высоким градиентом от -140 до -70 мГл. Все это говорит о том, что Джавахетское нагорье мозаичным глубоко опущенным аномальным полем силы тяжести ограничено по площади, не выходящей за пределы простирания Самсарско-Джавахетских хребтов. На перифериях аномалии поле высоким градиентом повышается. Все это говорит о том, что Джавахетское нагорье характеризуется особым глубинным геологическим строением, далеко отличающимся от окружающей среды.

АГП Ахалкалакского плато отмечено удлинённой овальной формой пониженной интенсивности до -115 мГл, аналогичной самому плато. К юго-западу от этой аномалии в районе с. Карцах аномалия АГП полукольцевой формы с интенсивностью -140 мГл окружает группы вулканических сопок-построек.

Таким образом, аномальное поле силы тяжести отражает внешне морфологическую структуру и глубинное строение особо специфического геологического образования кольцевой структуры Ахалкалакско-Джавахетского региона.

В связи с вопросом глубинного строения исследуемого региона интерес представляет распределение томографических скоростей КМПВ с глубиной. Здесь приведены эти скорости на трехскоростных: 4.2, 5.5 и 6.2 км/с уровнях. Глубинное распределение скорости 4.2 км/с дано на рис.6.3.51 – черные утолщенные линии. Этому параметру на этой карте соответствуют изоглубины дуговой формы с отметкой -1.0 км. Те же самые томографические горизонты со скоростью 5.5 км/с находятся на удвоенных глубинах: $-2\div-4$ км и на площади Абул-Самсарского и Джавахетского хребтов вырисовывают поднятие в виде четырехугольной призмы (рис.6.3.50). На площади Ахалкалакского плато вырисован яйцеобразный прогиб от -3 км по наружной изоглубине и до -6 км центральной изоглубины. Прогиб -4 километровой изоглубины северным краем Джавахетского нагорья соединяется с “Цалкско-Ацкурской” депрессией.

Морфология томографического скоростного 6.2 км/с горизонта по отношению к предыдущему скоростному горизонту с сохранением рисовки становится контрастнее и центр “вершины” изоглубины с отметкой -4км находится в северной части Джавахетского хребта и охватывает среднюю часть Абул-Самсарского хребта и Дманисскую сейсмоактивную площадь (рис.6.3.52).

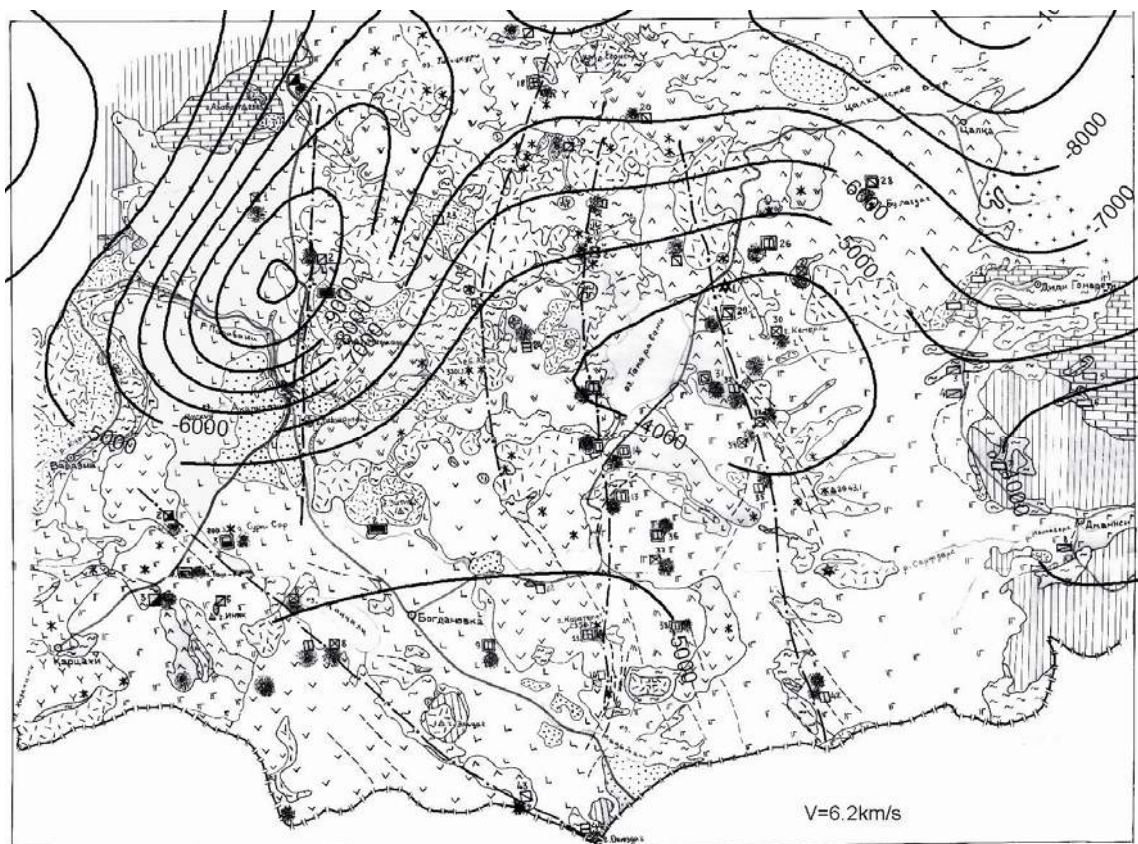


Рис.6.3.52.Карты изоглубин томографического горизонта ПВ со скоростью 6.2 км/с.

На приведенных рисунках 6.3.44 - 6.3.52 в разной форме адекватно отображена одна и та же геологическая обстановка региона, что позволило нам выделить главные и сателлитовые разрывные нарушения геологического образования.

Результаты комплексной интерпретации этих данных с учетом глубинного строения (рис.6.3.40-41, приложение) и глубинных разломов (рис.6.3.42-43, приложение) дается на рисунке 6.3.53.

В заключении следует отметить, что приведенные здесь геолого-геофизические материалы по исследуемому объекту говорят о специфическом и даже уникальном геолого-геофизическом строении Ахалкалакско-Джавахетского региона. Регион представляет собой “биструктурное” строение из Ахалкалакского относительно опущенного и Джавахетского приподнятого звена одного глубинного геологического тела, основанного на Хакет-Кечутском глубинном разломе. В этой системе разлома Джавахетское нагорье выделяется особым знаком кольцевой структуры на плоскости и цилиндрической формой вниз, опущенной до больших глубин. В целом, Хакет-

Кечутский глубинный разлом является сейсмоактивным, но Ахалкалакско-Джавахетскому, в этом плане, нет равных регионов на Кавказе.

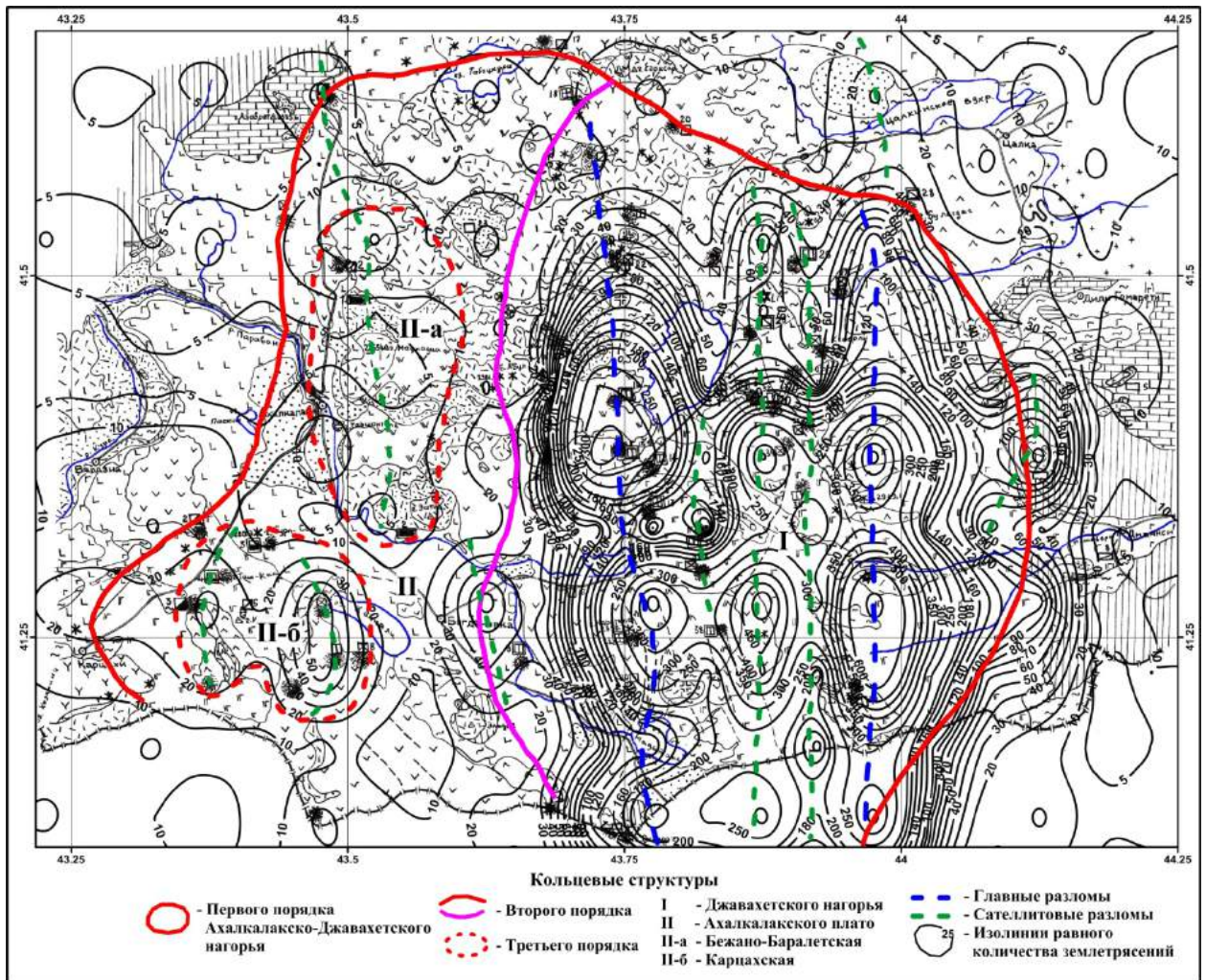


Рис. 6.3.53. Схема тектоники Ахалкалакско-Джавахетского региона.

Вынесенная в параграфе тематика - “Землетрясения в связи с молодым вулканизмом” остается незаконченной. Выводящие каналы прошлой вулканической деятельности не прослеживаются, чтобы увязать с ними землетрясения. Нельзя допустить существование магматических “карманов” в коре, вызывающих землетрясения. Остается косвенный ответ: и те и другие связаны с глубинным “живущим” разломом, который продолжает существовать, по крайней мере с начала формирования дневного рельефа, как считается, 10 миллионов лет тому назад. Оба, вулканизм и землетрясения, вполне уместаются в этом промежутке времени.

Результаты обработки и анализа материалов сейсмологии таковы:

В Альпийско-Гималайском тектоническом поясе Кавказ со своими особенностями сейсмичности и сеймотектоники занимает, по-видимому, особое место. Благодаря особому строению Кавказа, очевидным стала взаимозависимость землетрясений и тектоники: где есть землетрясение, там и тектоника и наоборот. Что это определяет? Вопрос философский, в данном случае не вполне понятный, но содержание налицо.

1. Установлено, что землетрясения стохастические, но не хаотические явления. На Кавказе есть две главные системы землетрясений: первый, верхний “опорный горизонт сейсмичности” в зоне глубин $-1\div-5$ км и второй, нижний “опорный горизонт сейсмичности”, залегающий на глубинах $-21\div-25$ км. Они находятся в теснейшей корреляционной зависимой связи. Второй, по-видимому, определяет первый. Как и почему?

2. Третья система – промежуточная, находится между главными системами и делится условно на две части. И здесь в верхней части количество событий землетрясений больше, чем в

нижней. Почему? Также непонятно, почему землетрясения в нижней части по интенсивности (магнитуде) уступают землетрясениям верхней части.

3. Разрушительные и тревожащие людей землетрясения происходят в верхней части промежуточного слоя.

4. Предварительный анализ сейсмического режима Кавказа показывает, что области, зоны сейсмичности – взаимозависимы, по крайней мере близрасположенные, подобно “сообщающимся сосудам” в гидравлике, но находятся в иной зависимости. Когда в какой-то области, зоне сейсмичности повышается сейсмичность, в других ближайших или отдаленных зонах эти процессы не наблюдаются и даже снижаются. Одновременные землетрясения в разных ближайших зонах не наблюдаются.

5. По нашим данным, каждая зона сейсмичности, являясь составной частью общего сейсмического режима кавказского сегмента Альпийской системы, проявляет самобытность в этих процессах; даже в самой зоне ее составные части неодинаково реагируют и участвуют в формировании и развитии сейсмических процессов, по причине различия в них геологических обстановок.

6. Кульминацией этой главы является разрешение некоторых проблематичных вопросов сейсмотектоники в масштабе Кавказа, а именно:

а) установлена связь морфологии дневной поверхности земли с землетрясениями;

б) установлено существование в земной коре двух субгоризонтальных поверхностей раздела системных сейсмических сотрясений, определяющих, по-видимому, многие геологические процессы и, в первую очередь, расслоенность земной коры первого порядка;

в) вместе с тем (п.1), установлен также системный расклад гипоцентров второго порядка в том отношении, что он по масштабу меньшего простирания и размещен между опорными горизонтами сейсмического сотрясения. Здесь системный расклад гипоцентров определяется в субвертикальном и субгоризонтальном направлениях. Первый расклад связан с зоной глубинных разломов, второй – с относительно тонкой расслоенностью земной коры (“гранитного” слоя). В целом, этот “тектонослой” определяет морфологию дневного рельефа и тектонику выше лежащего слоя;

г) внесена некоторая ясность в природу глубинных разломов. Во-первых, их нельзя считать двухмерными, как это принято в настоящее время; они являются трехмерными, поскольку ширина их превышает глубины заложения. Во-вторых, глубинным разломам принадлежат иные роли и значения в развитии и формировании геологического строения (пока в пределах Кавказского сегмента);

д) факторов кинематики в “тектонослое” не наблюдается; надо полагать, таковые имеются, но обнаружить их данным методом невозможно. Не обнаруживается также и кинематика флюидов и глубоких подземных вод в процессах, в которых роль глубинных разломов, как предполагаем, должна быть велика.

7. Многие вопросы сейсмологии и сейсмотектоники в разрезе полученных результатов остались незатронутыми, в том числе определение возраста современного рельефообразования, в связи с недостатком времени и материалов.

8. В заключении надо отметить, что отмеченные результаты считаем предварительными, не потому, что они, безусловно, требуют дальнейших фундаментальных исследований в этом направлении, а потому, что нет ответов на кардинальные вопросы генезиса и динамики, вследствие которых мы и имеем наблюдаемые явления.

Литература

Введение

1. Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике, Москва, «Недра», 1990, с.437.
2. Логачев А.А. Захаров В.П.- Магниторазведка, «Недра», Ленинград, 1973
3. Магниторазведка (справочник), 1990.
4. Нодиа М.З.- Магнитное поле Кавказского перешейка, труды Института геофизики АН ГССР, V, 1939
5. Паркинсон У. –Введение в геоманетизм, Москва «Недра», 1986, с.527

Гл.1. Краткая географическая и морфологическая характеристика территории Грузии

6. Гвоздецкий И.А.- Физическая география Кавказа. Москва.
7. Геоморфология Грузии, под редакцией Л. Маруашвили. Изд. «Наука», Тбилиси, 1976
8. Джавахишвили А. Н. Геоморфологические районы Грузинской ССР. Изд. АН СССР, М-Л, 1947. Гл.2. Изученность территории Грузии геофизическими методом
9. Гамкрелидзе Н.П. и др. – Изучение геофизической заснятости территории Грузии на 01.01. 1980 г., фонды Департамента геологии Грузии, 1982г.
10. Институту геофизики 50 лет (буклет), 1983.
11. Медулин А.М.- Развитие гравиметрии в России. Изд. «Наука» Москва 1967.
12. Нодиа М.З.- Магнитное поле Кавказского перешейка, Труды Института геофизики АН ГССР, V, 1939
13. Сехниадзе Г.А.- Магнитное поле Грузии и его геологическая интерпретация, Автореферат диссертации на соискание к.г.м. наук, Тбилиси «Мецниереба», 1976, с.20.
14. Чеишвили М.- Аномалии вертикальной составляющей напряженности магнитного поля территории Закавказья, Фондовая

Гл.2. Физические свойства горных пород

15. Аммосов И.И. и др. «Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей», «Недра», 1977.
16. Балавадзе Б, К, Шенгелая Г.Ш – Плотности горных пород территории Большого Кавказа, Труды института геофизики АН ГССР, 1963, т.22, с.153-170
17. Гамкрелидзе Н.П., Базиладзе Г.С.- Отчет по теме «Изучение, обобщение физических свойств пород и руд»
18. Геологическая карта Грузии м-б 1:500000, (автор Гуджабидзе Г.Е.), 2005.
19. Геология СССР т. X, Грузия, 1964
20. Геолого-формационная карта Кавказа м-б 1:500000, под редакцией Гогишвили Т.Ш.
21. Гринберг М. Э. - Отчет тематической партии 12/77-78 по теме: Взаимозависимость физических свойств вулканогенных пород среднего эоцена Притбилисского района. 1978г. 1 кн. 123л. 5/гр. 1 прил. тр. «Грузнефтегеофизика.»
22. Гринберг М. Э. Отчет тематической партии 15/79 по теме: «Изучение физико-литологических и сейсмо-акустических характеристик коллекторов Притбилисского и Гурийского районов.» Вып.1980, «Грузнефтегеофизика».
23. Гринберг М. Э. - Отчет тематической партии 23/86-87 по теме: Комплексные исследования физических свойств горных пород для петрофизического обеспечения интерпретации результатов геофизических исследований скважин. Вып. 1987, 1км. 146 стр. «Грузнефтегеофизика».
24. Грузман Э. К., Гринберг М. Э. - Отчет тематической партии 10/75 по теме: Взаимозависимость физических свойств пород межкайзонойского чехла Колхидской впадины. Вып. 1975г. 1кн. 00л., 9-5 ф. 9/9 гр. прил. «Грузнефтегеофизика
25. Давлианидзе Г.К.- Отчет о результатах петрофизических исследований проведенных по рудным районам Южного склона Большого Кавказского хребта, 1989.
26. Исмаил-Заде Г.А. и др. Петромагнитная характеристика Азербайджана. «ЭЛМ2, Баку, 1983.
27. Магниторазведка (справочник), 1990.
28. Петромагнитная карта геологических формации восточной части Балтийского щита (редактор

- Дортман Н.Б.) - НПО «Аэрогеология», М. 1976.
29. Типовые условные обозначения для карт разного геологического содержания. Вып.1 Геологическая карта ВСЕГЕИ, 1975.
 30. Турманидзе Г.Н., Махарадзе А.С., Нишнианидзе Г.Д.- Отчет по работам тематической геофизической партии по определению физических свойств пород и руд за 1961г. Тбилиси, Фонды Департамента геологии.
 31. Турманидзе Г.Н., Махарадзе А.С. - Отчет по работам тематической ГФП по определению физических свойств пород и руд за 1962 г. Тбилиси, 1963, фонды Департамента геологии.
 32. Турманидзе Г.Н., Махарадзе А.С., Маргишвили Р.Д.- Сводный отчет тематической ГФП по определению физических свойств пород и руд по работам 1959-1963г. Тбилиси, 1964, Фонды Департамента геологии.
 33. Физические свойства горных пород (справочник), 1990.
 34. Шарапов И.И. - Применение математической статистики в геологии, М, «Недра», 1971.
 35. Чичуа Г. К. и др. - Отчет по теме № 281286-866 «Особенности тектоники принадвиговой зоны междуречья Алазани и Иори в связи с прогнозной оценкой нефтегазоносности мезозойских отложений». Фонды Департамента геологии, 1975.

Гл.3. По интерпретации потенциальных геофизических полей.

36. Абакелия М. З. – Проблема выклинивания «гранитного» слоя в Закавказье, сб.»Глубинное строение земной коры», М, «Наука», 1966, с.92.
37. Алексидзе М.А. - Решение некоторых основных задач гравиметрии. «Мецниереба», Тбилиси, 410 с.
38. Аэрогеофизические методы в геологии. Москва, “Мир”,1966
39. Балавадзе Б. К. - Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд-во АНГССР, Тбилиси, 1957.
40. Балавадзе Б.К. Твалтвадзе Г.К. - Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Тр.ХХI МГК, 1960 с. 82-90.
41. Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике. Москва, “Недра”, 1990.
42. Гонгадзе С.А. – Аномальное гравитационное поле Грузии и некоторые вопросы его геолого-геофизической интерпретации, диссерт.раб., Тбилиси, 2006.
43. Иоселиани М. С. - Глубинное геологическое строение межгорной впадины территории Грузии и смежных областей по геофизическим данным. Автор. докт. дисс., Баку, 1983.
44. Каратаев Г.М., Пашкевич Ш.К. - Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. Киев, Наукова Думка , 186 с 168.
45. Картвелишвили К.М. - Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М. Наука, 1982.
46. Краснопецева Г., Матушин Б. - О природе региональных магнитных аномалий Кавказа и Запада Средней Азии, изд. АН СССР, Физика Земли № 6,1963.
47. Ланда Г.И., Юнковская Ю.В. - Интерпретация региональной компоненты аномального магнитного поля трансконтинентального профиля. В кн. «Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры», Киев, Наукова Думка, 1981, с 88-93.
48. Миндели П.Ш.- Гравитационная модель литосферы Кавказа и Восточного Средиземноморья. Изд. ГСУ, Тбилиси, 1999.
49. Моделирование процесса геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на ЭВМ. Авторы: Каратаев Г.И. и др. Новосибирск, «Наука», 1970, с 131.
50. Мурусидзе Г. М. - Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Мецниереба, Тбилиси, 1976.
51. Страхов В.Н. - О состоянии и задачах математической интерпретации магнитных и гравиметрических аномалий. Изв. АН СССР, Физика Земли. №5, 1970, с.112-119.
52. Страхов В.Н.- Вопросы теории интерпретации региональных магнитных аномалий. В кн. «Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей», Сб. научных трудов, Киев, Наукова Думка, 1989, с.45-49.
53. Твалтвадзе Г. К. - Строение земной коры в Грузии и построение систем теоретических годографов. Тбилиси, изд. АНГССР, 1960.
54. Щенгелая Г. Ш. - Гравитационная модель земной коры Кавказа. Москва, наука, 1984.

Гл.4. Разные по геолого-геофизическим проблемам

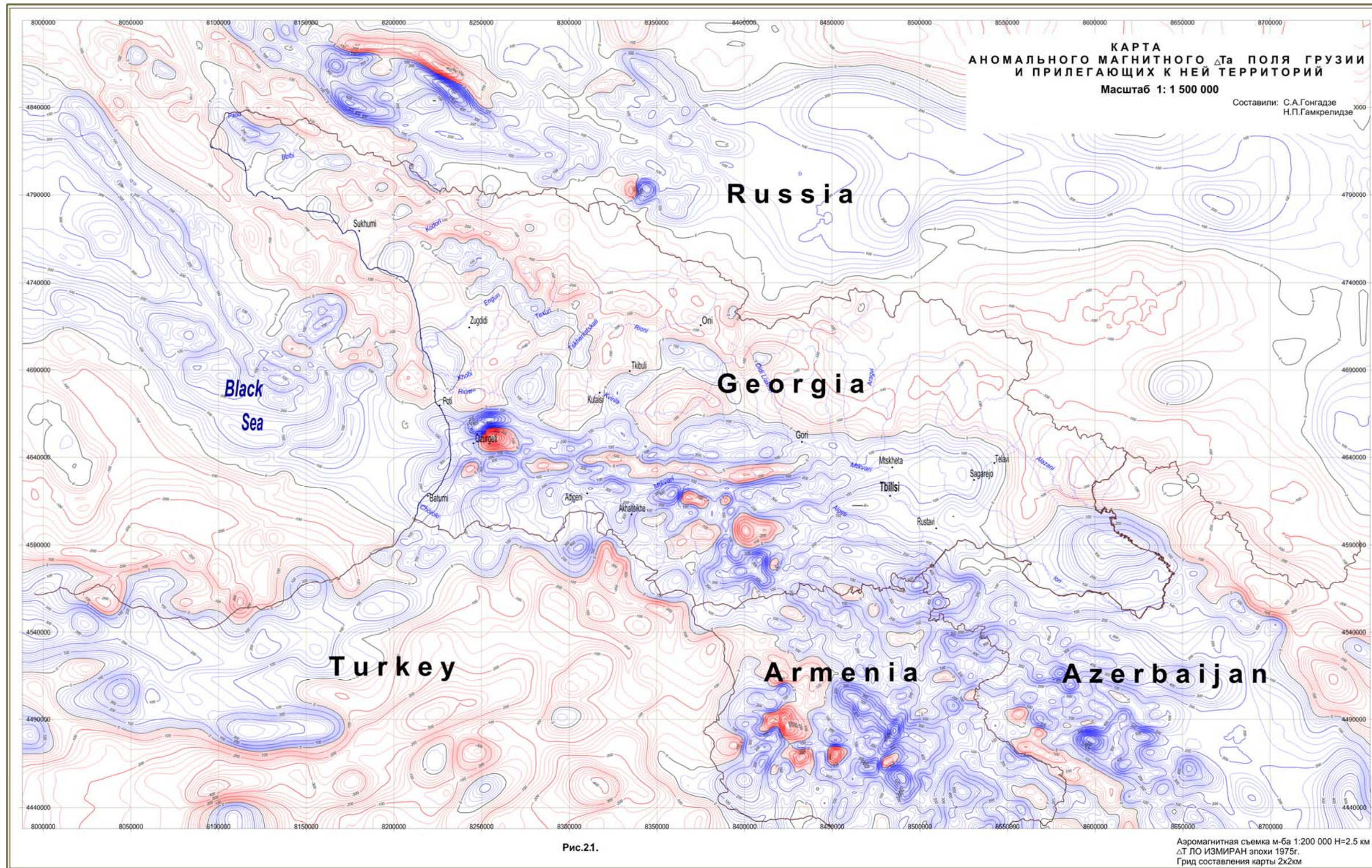
55. Адамия Ш.А. - Доальпийское основание Кавказа – состав, строение. В кн.»Тектоника и металлогения Кавказа», «Мецниереба», Тбилиси, 1984г.
56. Борисов А. А. - Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным, Изд. «Недра» Москва, 1967, С, 302.
57. Гамкрелидзе П. Д.- Основные черты тектонического строения Кавказа. Геотектоника, №. 31966, с. 3-14,
58. Глубинное строение Кавказа. Изд. «Наука», Москва, 1966, С, 161
59. Девис Д.Ж.- Статистика и анализ геологических данных. М. Мир1977,
60. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. М. Наука, 1973.
61. Некоторые результаты сейсмических и сейсморазведочных исследований на территории Грузинской ССР. «Мецниереба», Тбилиси, 1973
62. Пейве А. В. – Глубинные разломы. Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. Изд. «Наука»,Москва, 1980,С, 95-222э
63. Раджабов М. М.- Определение лучевых скоростей по годографу отраженных волн. Физика Земли, № 9, 1972, С,84-92
64. Сейсмическая томография под редакцией Г.Нолета. Идательство «Мир»,1990, С, 315.
65. Саньков В. А. - Глубины проникновения разломов. «Наука» Сибирское отделение, 1989, С.135.
66. Современная динамика литосферы континентов, методы изучения. Москва, «Недра», 1989, С, 268.
67. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Москва, «Наука»,19 90, С, 291.
68. Юров Ю.Г. – Строение земной коры на Кавказе и изостазия, Советская геология, 1963, №9, с. 113-119.

Гл.5. Опыт интерпретации некоторых вопросов сейсмологии и сеймотектоники

69. Алексидзе М.А. Решение некоторых основных прямых и обратных задач сейсмологии. Тбилиси, «Мецниереба», 1990, с, 428.
70. Ажгирей Г.Д.- Структурная геология. Изд. Московского университета, 1956.
71. Арефьев С.С. и Борисов Б.А.- Рачинское землетрясение. Земля и вселенная. N 6/ 91
72. Белоусов В.В.- Основные вопросы тектоники. Изд. "Недра", 1954, с.606.
73. Белоусов В.В. - Тектоника разрыва, их типы и механизм образования. Москва, изд. АН СССР, 1952, с. 47.
74. Биллингс М.П. - Структурная геология, изд. «Иностранная литература». Москва, 1949.
75. Борисов А.Л.- Геофизическая характеристика глубинных разломов на территории СССР. В кн. Глубинное строение Урала, Москва ,1968.
76. Булина Л.В. - О выделении разрывных нарушений на Сибирской платформе по данным аэромагнитной съемки, Геология и геофизика №2, 1964, с.105-113
77. Бюс Е. И., - Сейсмические условия Закавказья. Часть I (Хронология землетрясений в Закавказье), Тбилиси, 1948.
78. Бюс Е. И., - Сейсмические условия Закавказья. Часть II (Сейсмические основы сейсмогеографии Закавказья), Тбилиси, 1952.
79. Бюс Е. И., - Сейсмические условия Закавказья. Часть III (О ходе сейсмической активности в Закавказье), Тбилиси, 1955.
80. Варданянц Л. А. - Землетрясения Кавказа и его глубинное строение. Известия Всесоюзного Географического общества № 2, 1946, с. 201-206.
81. Володарский Р.Ф.- Распределение разрывных дислокаций и их роль в формировании тектонических структур в эпигерцинской платформе Предкавказья. Геофизические исследования №2, Москва, 1966, с.192-197.
82. Гамкрелидзе И.П.- Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие
83. проблемы тектогенеза. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1976.
84. Гамкрелидзе И.П.- Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с ней явления. Геотектоника, 1972, №6, с. 45-54.
85. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д. М. - Докембрийско-палеозойский региональный

- метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Москва, Научный мир 2005, с, 458.
86. Гамкрелидзе Н.П. - Геологическое строение магматизма и металлогения Юго-Восточной Грузии по данным геофизических исследований. Тбилиси, изд. гос. университета, 1991.
 87. Гамкрелидзе П.Д.- Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. В кн. «Гималайский и Альпийский орогенез». Москва, 1964, с. 54-63.
 88. Гайский В.Н., Жалковский Н.Д. - Распределение очагов землетрясений разной величины в пространстве и во времени. Физика земли, 2, 1972.
 89. Гзовский М.В.- Основные вопросы классификации разрывов. Советская геология №41, 1959, с.131-159.
 90. Гзовский М.В.- Математика и геотектоника. Москва, изд. «Наука», 1971.
 91. Гзовский М.В., Никонов А.А.- Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с различными тектоническим режимом и сейсмичностью. Физика земли. 10.1968
 92. Горшков Г.П. - Региональная сеймотектоника территории юга СССР. «Наука», Москва, 1984
 93. Гоцадзе О.Д. - Статистика распределения Кавказских землетрясений во времени. Некоторые результаты сейсмических и сейсморазведочных исследований на территории Грузинской ССР. «Мецниереба», 1973.
 94. Джанелидзе А.И. – О глубинных разломах. Труды Тбилисского университета. 1965, с.17
 95. Джибладзе Э. А. – Энергия землетрясений, сейсмический режим и сеймотектонические движения Кавказа. «Мецниереба», 1980, С, 253.
 96. Инженерный анализ последсвий Рачинского землетрясения 1991г в Грузии. «Мецниереба», 1996.
 97. Иоселиани М. С., Папалашвили В. Г. – Некоторые вопросы сеймотектонических условий Восточной части Большого Кавказа и прилегающих районов. (На грузинском языке). Труды Института геофизики. Том XXII, С,15-35.
 98. Касахара К. - Механизм землетрясений, Москва, «Мир», 1985, С,260.
 99. Кирилова И. В.- Сейсмичность Ахалкалакского нагорья. Ихвестия АН СССР № 5, 1952,10-24.
 100. Кирилова И. В. и др.-Анализ тектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. Академии наук СССР, 1960, С.339.
 101. Логачев А. А. и Захаров В.П.- Магниторазведка. «Недра», 1973, 347 с.
 102. Майсурадзе О. М. О некоторых вопросах Сеймотектоники антиклинория Главного хребта Большого Кавказа. Некоторые результаты сейсмических и сейсморазведочных исследований на территории Грузинской ССР. «Мецниереба», 1973.
 103. Методы детального изучения сейсмичности. Труды Института физика Земли. Изд. АН СССР, 1960
 104. Методические рекомендации по картированию разрывных нарушений по геомагнитному полю.
 105. Муди Дж., Хилл М.- Сдвиговая тектоника. В кн. «Вопросы современной зарубежной Тектоники», М., изд. Иностранная литература, 1960, с. 266-348.
 106. Пейве А.В.- Особая характеристика, классификация и распространение глубинных разломов. Известия АН СССР, сер. геологическая №1, 1956.
 107. Петров А.М.- Использование геофизических данных при классификации разломов. Советская геология №10, 1976
 108. Ризниченко Ю.В. - Избранные труды, проблемы сейсмологии. Москва, «Наука», 1985
 109. Рубинштейн М. М., Цхакая А. Д. - Сеймотектонические особенности Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья, Труды Института геофизики, т. XVII, Тбилиси, 1958.
 110. Сейсмический риск и инженерные решения. «Недра», Москва, 1981.
 111. Тяпкин К.Ф., Нивелюк Т.Т.- Изучение разрывных структур геолого-геофизическими методами М. «Недра» 1982 с. 2
 112. Уломов В.И. и др. - К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе. Физика Земли, 2007, № 7, с. 31-45
 113. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. - Геотектоника с основами геодинамики. МГУ, 1995, с.445.
 114. Хачиян Э.- Прикладная сейсмология. «Гитуптюн», Ереван. 2008.
 115. Шатский Н.С.- О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области Поволжья и Кавказа. Изд. АН СССР, сер. геология, №5, 1948.
 116. Челидзе Т. Л., Гамкрелидзе И.П., Джавахишвили З.Ш. - Карта активных разломов и

- вероятностная оценка сейсмической опасности территории Грузии. Пятое геофизическое чтения В.В. Федынского, Москва, Геон. 6, 14, 2003.
117. Чичуа Б.К. - Отчет по теме 3/69 «Изучение комплекса верхнемеловых и палеогеновых осадков Притбилисского района», вып.1971, Фонды, Агенство природных ресурсов.
 118. Чичуа Б.К. - Комплексное изучение катагенеза рассеянной органики и вмещающих отложений мезо-кайнозоя в межгорной впадине Западной Грузии и мегантиклинория Северо-Западного Кавказа и палеозоя Армении для региональной оценки флюидоносных глубокопогруженных горизонтов. Фонды, Агенство природных ресурсов.



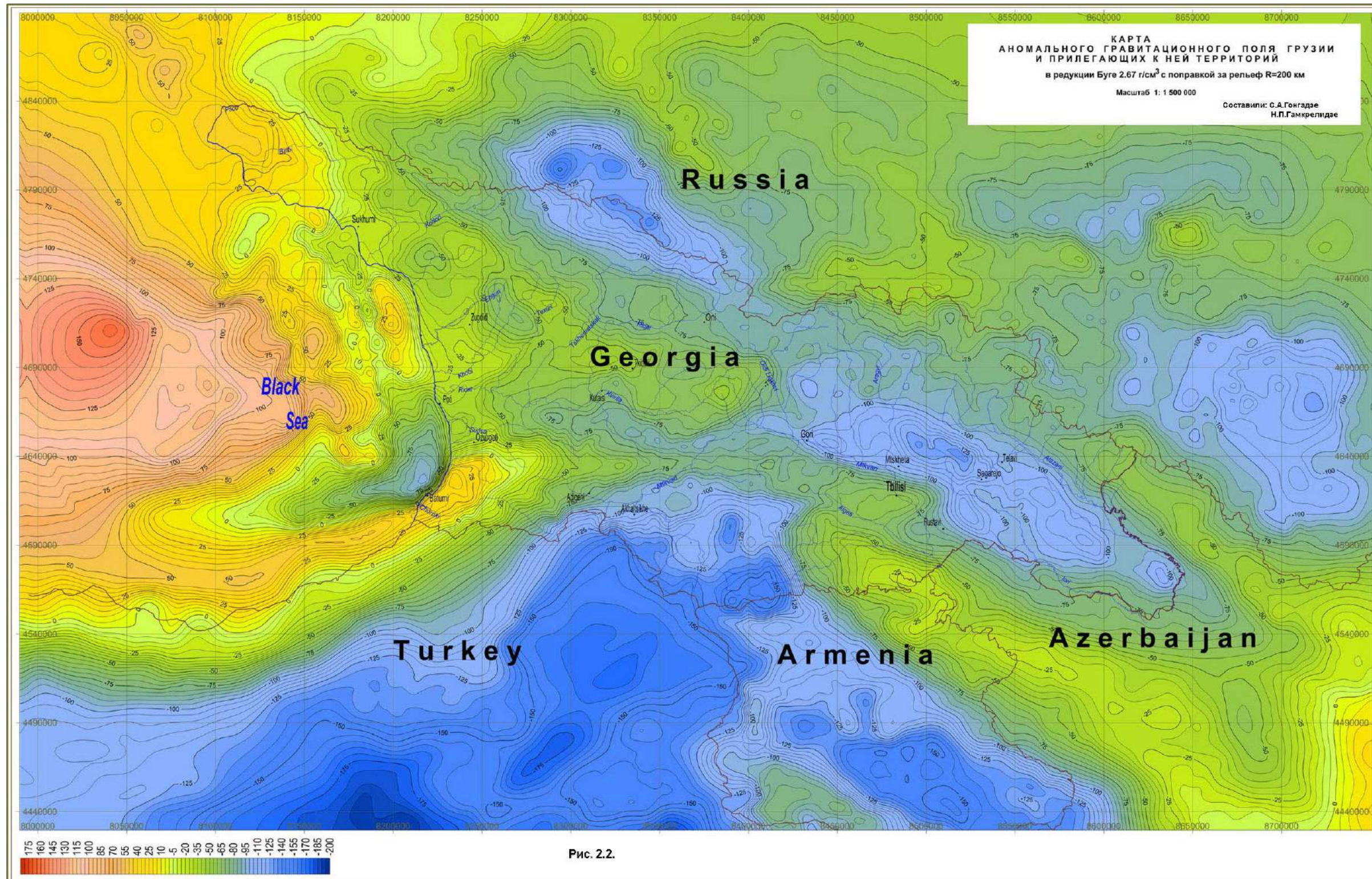
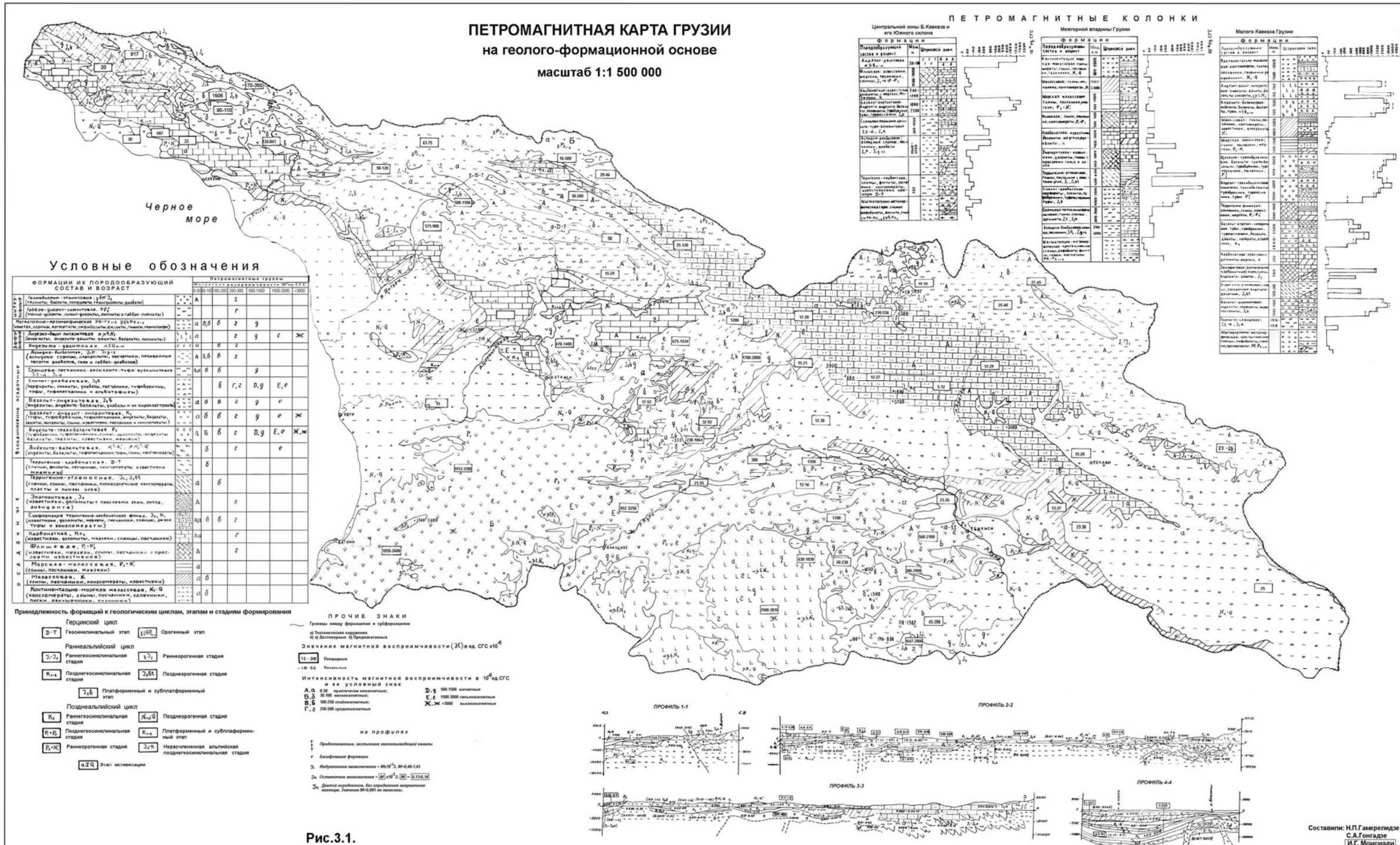


Рис. 2.2.

ПЕТРОМАГНИТНАЯ КАРТА ГРУЗИИ
на геолого-формационной основе
масштаб 1:1 500 000



Условные обозначения

ФОРМАЦИИ ИХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ

Символ	Наименование	Петромагнитная Грузия					
		100-150	150-200	200-300	300-1000	1000-2000	>2000
А	Кристаллический фундамент (граниты, базальты, порфиры, гнейсы, сланцы)	А	Б	В	Г	Д	Е
Б	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Б	В	Г	Д	Е	Ж
В	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	В	Г	Д	Е	Ж	З
Г	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Г	Д	Е	Ж	З	И
Д	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Д	Е	Ж	З	И	К
Е	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Е	Ж	З	И	К	Л
Ж	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Ж	З	И	К	Л	М
З	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	З	И	К	Л	М	Н
И	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	И	К	Л	М	Н	О
К	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	К	Л	М	Н	О	П
Л	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Л	М	Н	О	П	Р
М	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	М	Н	О	П	Р	С
Н	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Н	О	П	Р	С	Т
О	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	О	П	Р	С	Т	У
П	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	П	Р	С	Т	У	Ф
Р	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Р	С	Т	У	Ф	Х
С	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	С	Т	У	Ф	Х	Ц
Т	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Т	У	Ф	Х	Ц	Ч
У	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	У	Ф	Х	Ц	Ч	Ш
Ф	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Ф	Х	Ц	Ч	Ш	Щ
Х	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Х	Ц	Ч	Ш	Щ	Ъ
Ц	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Ц	Ч	Ш	Щ	Ъ	Ы
Ч	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Ч	Ш	Щ	Ъ	Ы	Ь
Ш	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Ш	Щ	Ъ	Ы	Ь	Э
Щ	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Щ	Ъ	Ы	Ь	Э	Ю
Ъ	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Ъ	Ы	Ь	Э	Ю	Я
Ы	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Ы	Ь	Э	Ю	Я	
Ь	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Ь	Э	Ю	Я		
Э	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Э	Ю	Я			
Ю	Среднекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Ю	Я				
Я	Верхнекаменноугольные отложения (песчаники, известняки, глины, сланцы)	Я					

Принадлежность формаций к геологическим циклам, этапам и стадиям формирования

Герцинский цикл

Д-Т Геосинклинальный этап

Раннеальпийский цикл

З-З Раннегеосинклинальная стадия

К-К Подднегосинклинальная стадия

Платформенный и субплатформенный этап

П-П Подднегосинклинальная стадия

Р-Р Раннегеосинклинальная стадия

Р-Р-Н Подднегосинклинальная стадия

Н-Н-Н Этап аккумуляции

ПРОЧИЕ ЗНАКИ

Границы между формациями и субформациями

Значение магнитной восприимчивости (З) в ед. СГС · 10⁶

Интенсивность магнитной восприимчивости в 10⁶ ед. СГС и ее условный знак

А, Б 0,20 - 100 000 миллимагниты

В, Г 100 200 миллимагниты

Д, Е 100 300 миллимагниты

Ж, З >300 миллимагниты

на профилях

1 Предельная, действительная неоглобальная зона

2 Базисная формация

3 Абсолютная магнитность - МНТ, М-6,6-1,6

4 Относительная магнитность - МНТ, М-6,6-1,6

5 Двухконтурная, без обработки магнитной карты. Значение М-6,6-1,6 не вычислено.

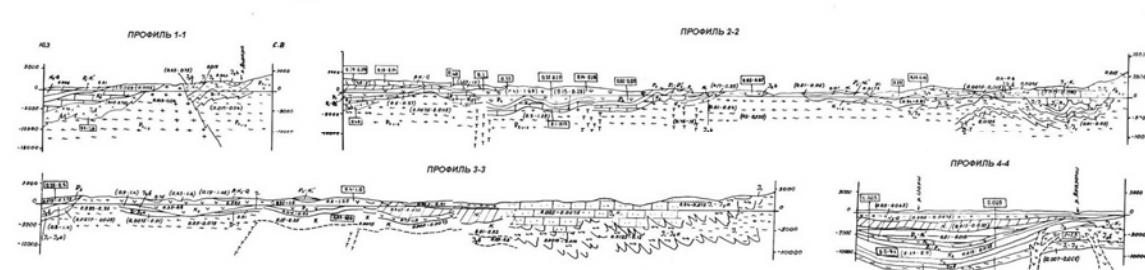


Рис.3.1.

Составили: Н.П.Гамреидзе
С.А.Гонгадзе
И.Г.Монидиди

Petrodensity Map of Georgian territory Scale 1: 1 500 000

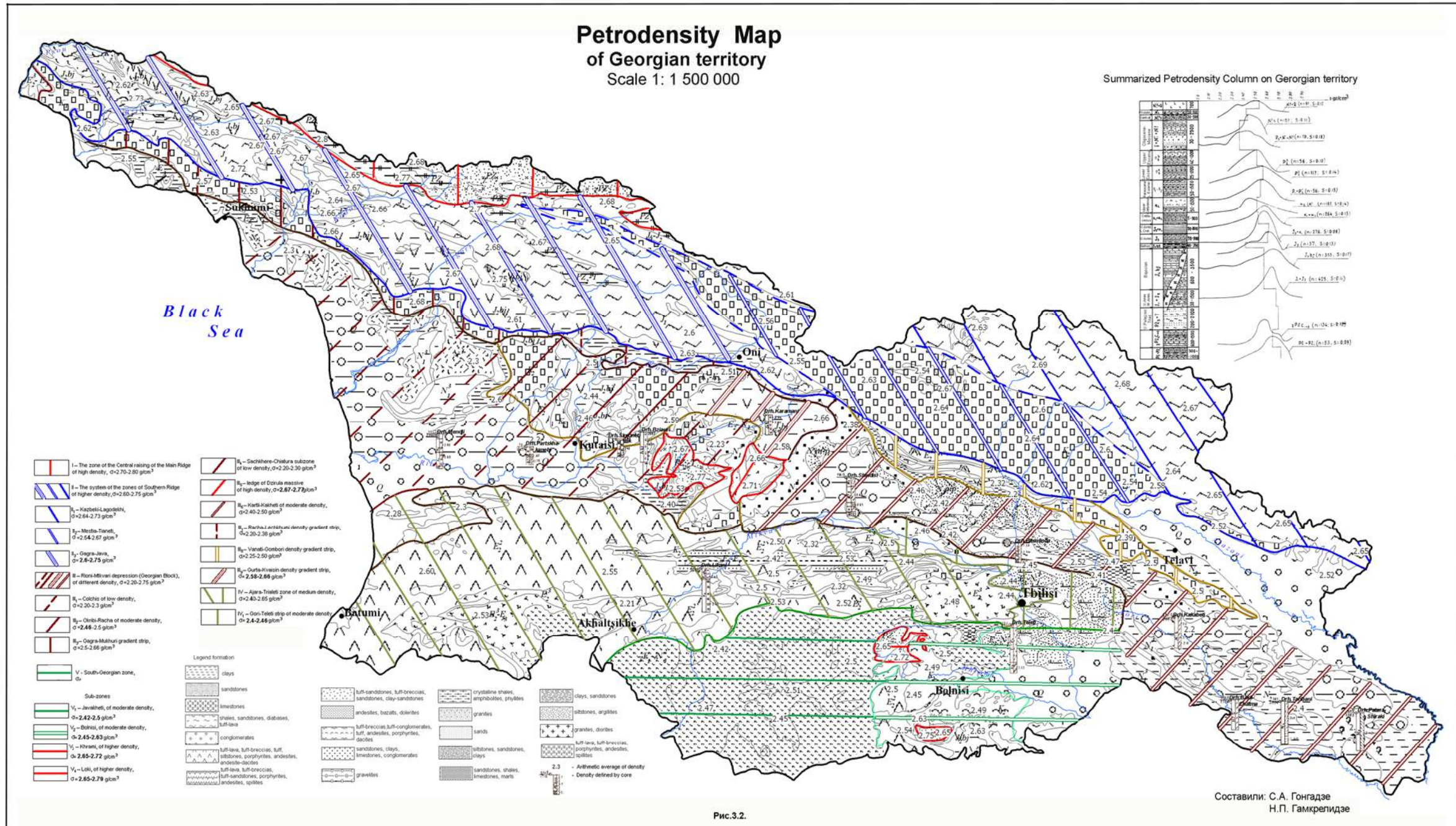


Рис.3.2.

Составили: С.А. Гонгадзе
Н.П. Гамкредидзе

Petrovelocity Map of Georgian

Territory of 1:1 500 000 scale

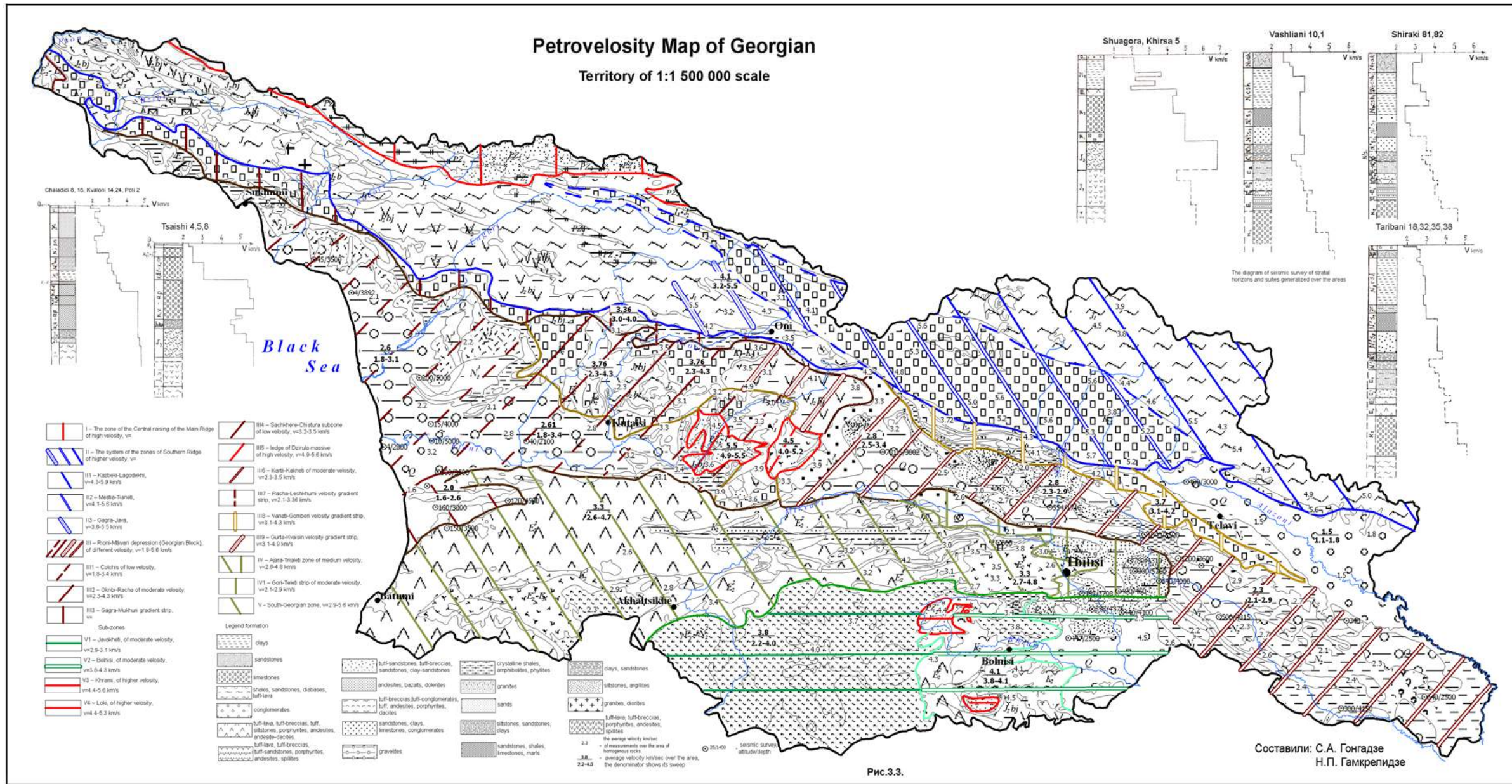
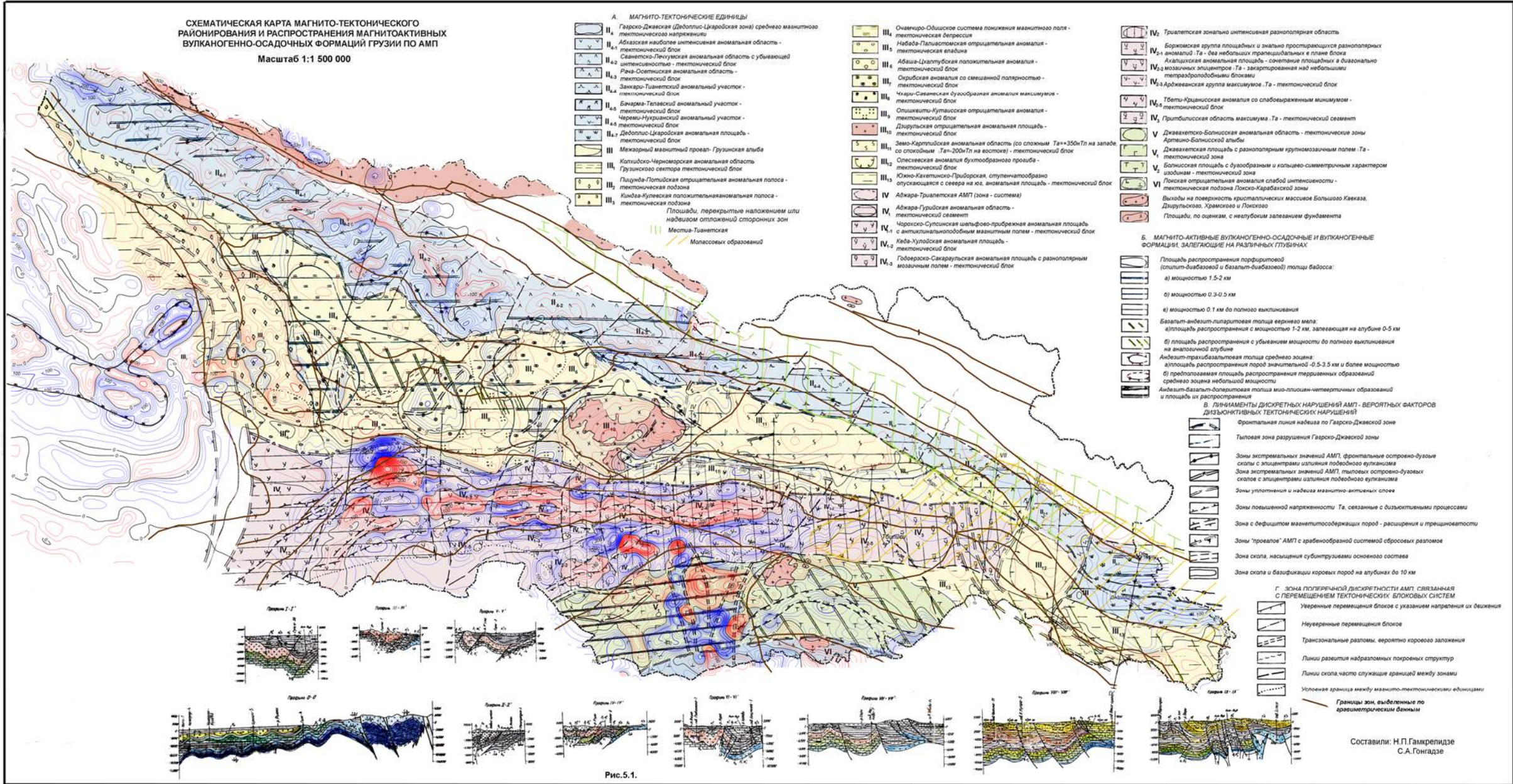


Рис.3.3.

Составили: С.А. Гонгадзе
Н.П. Гамкредидзе

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА МАГНИТО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ МАГНИТОАКТИВНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ГРУЗИИ ПО АМП
 Масштаб 1:1 500 000



- А. МАГНИТО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ**
- II₁ Гагрско-Джавская (Деволис-Царская зона) среднемагнитное тектоническое напряжение
 - II₂ Абхазская наиболее интенсивная аномальная область - тектонический блок
 - II₃ Сванетско-Линквитская аномальная область с убывающей интенсивностью - тектонический блок
 - II₄ Рача-Светitsкая аномальная область - тектонический блок
 - II₅ Закарз-Тянетский аномальный участок - тектонический блок
 - II₆ Бандара-Телавский аномальный участок - тектонический блок
 - II₇ Черемы-Нугурский аномальный участок - тектонический блок
 - II₈ Деволис-Царская аномальная область - тектонический блок
 - III Межарный магнитный провал - Гузинская альпа
 - III Колхидско-Черноморская аномальная область Грузинского сектора тектонический блок
 - III Лидина-Потийская отрицательная аномальная полоса - тектоническая подзона
 - III Киндза-Кулевская положительная аномальная полоса - тектоническая подзона
 - III Площади, перекрытые наложениями или набегами оползней сторонних зон
 - III Местца-Тянетская
 - III Массовые образования

- III₁ Очаково-Обидское система локальная магнитное поле - тектоническая бересия
- III₂ Набоба-Палистоская отрицательная аномалия - тектоническая впадина
- III₃ Абаша-Дзугубская положительная аномалия - тектонический блок
- III₄ Ойрская аномалия со смешанной полярностью - тектонический блок
- III₅ Чхари-Светitsкая дуообразная аномалия максимум - тектонический блок
- III₆ Опшакити-Кутатская отрицательная аномалия - тектонический блок
- III₇ Дзугубская отрицательная аномальная область - тектонический блок
- III₈ Земо-Картлийская аномальная область (со сложным Та=350нТл на западе со сложным Та=200нТл на востоке) - тектонический блок
- III₉ Олесевская аномалия дуообразного прогиба - тектонический блок
- III₁₀ Южно-Кавказская-Приорская, ступенчатобразно оползающая с севера на юг, аномальная область - тектонический блок
- IV Аджара-Трилетская АМП (зона - система)
- IV Аджара-Гурийская аномальная область - тектонический сегмент
- IV Чорокско-Супсиская шельфово-прибрежная аномальная область с асимметрично-подобным магнитным полем - тектонический блок
- IV Юба-Урлоская аномальная область - тектонический блок
- IV Гобураско-Сакарулская аномальная область с разнополярным мозаичным полем - тектонический блок

- IV₁ Трилетская зонально-интенсивная разнополярная область
- IV₂ Боржжомская группа площадных и значимо простирающихся разнополярных аномалий Та - без небольших трапециевидных в плане блока
- IV₃ Аладзиская аномальная область - сочетание площадных в диагонально мозаичных эллипсов Та - загроможденная над небольшим тетраэдролобовыми блоками
- IV₄ Арджеванская группа максимум Та - тектонический блок
- IV₅ Тбети-Крдинская аномалия со слабоэвразийским минимумом - тектонический блок
- IV₆ Приблудская область максимум Та - тектонический сегмент
- V Джавакетско-Болнисская аномальная область - тектонические зоны Артемо-Болнисской альпы
- V Джавакетская область с разнополярным крупномозаичным полем Та - тектоническая зона
- V Болнисская область с дуообразным и кольцево-симметричным характером изобат - тектоническая зона
- VI Локальная отрицательная аномалия слабой интенсивности - тектоническая подзона Лоско-Карабаговской зоны
- VI Выходы на поверхность кристаллических массивов Болниса, Дзугубского, Хравского и Лоского
- VI Площади, по оценкам, с неутробным залеганием фундамента

- Б. МАГНИТО-АКТИВНЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАЛЕГАЮЩИЕ НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИНАХ**
- а) площадь распространения порфитов (спилит-диабазовая и базальт-диабазовая) толщи базиса:
 - а) мощностью 1.5-2 км
 - б) мощностью 0.3-0.5 км
 - в) мощностью 0.1 км до полного выклинивания
 - б) площадь распространения с убыванием мощности до полного выклинивания на аномальной глубине
 - в) площадь распространения с убыванием мощности до полного выклинивания на аномальной глубине
 - г) площадь распространения порфитов (спилит-диабазовая и базальт-диабазовая) толщи базиса:
 - а) площадью распространения с убыванием мощности до полного выклинивания на аномальной глубине
 - б) предполагаемая площадь распространения терригенных образований среднего звена небольшой мощности
 - в) площадь распространения мезо-плотных четвертичных образований и площадь их распространения

- В. ЛИНИИ ДИСКРЕТНЫХ НАРУШЕНИЙ АМП - ВЕРЯТЫХ ФАКТОРОВ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ**
- Фронтальная линия набега по Гагрско-Джавской зоне
 - Тыловая зона разрушения Гагрско-Джавской зоны
 - Зоны экстремальных значений АМП, фронтальные остроуго-бурые склоны с эллипсами излучения лавового вулканизма
 - Зоны экстремальных значений АМП, тыловые остроуго-бурые склоны с эллипсами излучения лавового вулканизма
 - Зоны уплотнения и набега магнитно-активных слоев
 - Зоны повышенной напряженности Та, связанные с дизъюнктивными процессами
 - Зоны с дефицитом магнетитосодержащих пород - расширения и трещиноватости
 - Зоны "провалов" АМП с рабденообразной системой сбросных разломов
 - Зоны скола, насыщения субфитризовыми основными породами
 - Зоны скола и базификации коровых пород на глубинах до 10 км

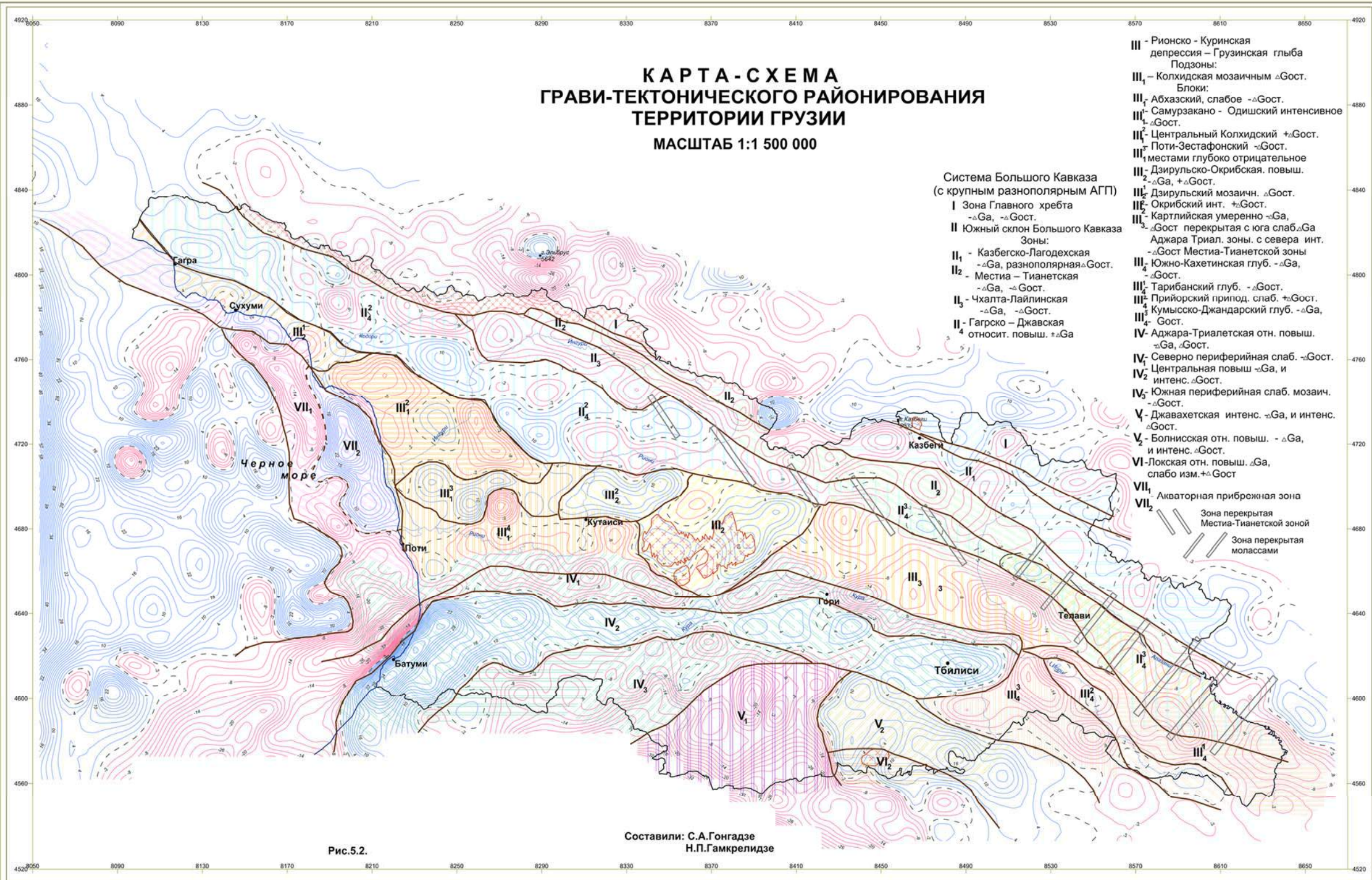
- Г. ЗОНА ПОЛЮРЯЧНОЙ ДИСКРЕТНОСТИ АМП, СВЯЗАННАЯ С ПЕРЕМЕЩЕНИЕМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКОВЫХ СИСТЕМ**
- Уверенные перемещения блоков с указанием направлений их движения
 - Неуверенные перемещения блоков
 - Трансзональные разломы, вероятно корового залегания
 - Линии развития надральных покровных структур
 - Линии скола, часто служащие границей между зонами
 - Условная граница между магнито-тектоническими единицами
 - Границы зон, выделенные по ориентировочным данным

Составили: Н.П.Гамкрелдзе
 С.А.Гонгадзе

Рис. 5.1.

КАРТА - СХЕМА ГРАВИ-ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

МАСШТАБ 1:1 500 000



Система Большого Кавказа
(с крупным разнополярным АГП)

I Зона Главного хребта
-ΔGa, -ΔGост.

II Южный склон Большого Кавказа
Зоны:

II₁ - Казбегско-Лагодехская
-ΔGa, разнополярная ΔGост.

II₂ - Местиа - Тианетская
-ΔGa, -ΔGост.

II₃ - Чхалта-Лайлинская
-ΔGa, -ΔGост.

II₄ - Гягрско - Джавская
относит. повыш. +ΔGa

III - Рионско - Куринская
депрессия - Грузинская глыба
Подзоны:

III₁ - Колхидская мозаичным ΔGост.
Блоки:

III_{1¹} - Абхазский, слабое -ΔGост.

III_{1²} - Самурзакано - Одишский интенсивное
+ΔGост.

III_{1³} - Центральный Колхидский +ΔGост.

III_{1⁴} - Поти-Зестафонский -ΔGост.

III₂ местами глубоко отрицательное
-ΔGa, +ΔGост.

III_{2¹} - Дзирьльско-Окрибская. повыш.
+ΔGост.

III_{2²} - Дзирьльский мозаичн. ΔGост.

III_{2³} - Окрибский инт. +ΔGост.

III₃ - Картлийская умеренно -ΔGa,
ΔGост перекрытая с юга слаб.ΔGa
Аджара Триал. зоны. с севера инт.
-ΔGост Местиа-Тианетской зоны

III₄ - Южно-Кახетинская глуб. -ΔGa,
-ΔGост.

III_{4¹} - Тарибанский глуб. -ΔGост.

III_{4²} - Прийорский припод. слаб. +ΔGост.

III_{4³} - Кумыско-Джандарский глуб. -ΔGa,
+ΔGост.

III_{4⁴} - Gост.

IV - Аджара-Триалетская отн. повыш.
-ΔGa, ΔGост.

IV₁ - Северно периферийная слаб. -ΔGост.

IV₂ - Центральная повыш. -ΔGa, и
интенс. ΔGост.

IV₃ - Южная периферийная слаб. мозаич.
-ΔGост.

V - Джавахетская интенс. -ΔGa, и интенс.
ΔGост.

V₁ - Болнисская отн. повыш. - ΔGa,
и интенс. ΔGост.

VI - Локская отн. повыш. ΔGa,
слабо изм. +ΔGост

VII₁ - Экваторная прибрежная зона

VII₂ - Зона перекрытая
Местиа-Тианетской зоной

Зона перекрытая
молассами

Рис.5.2.

Составили: С.А.Гонгадзе
Н.П.Гамкрелидзе

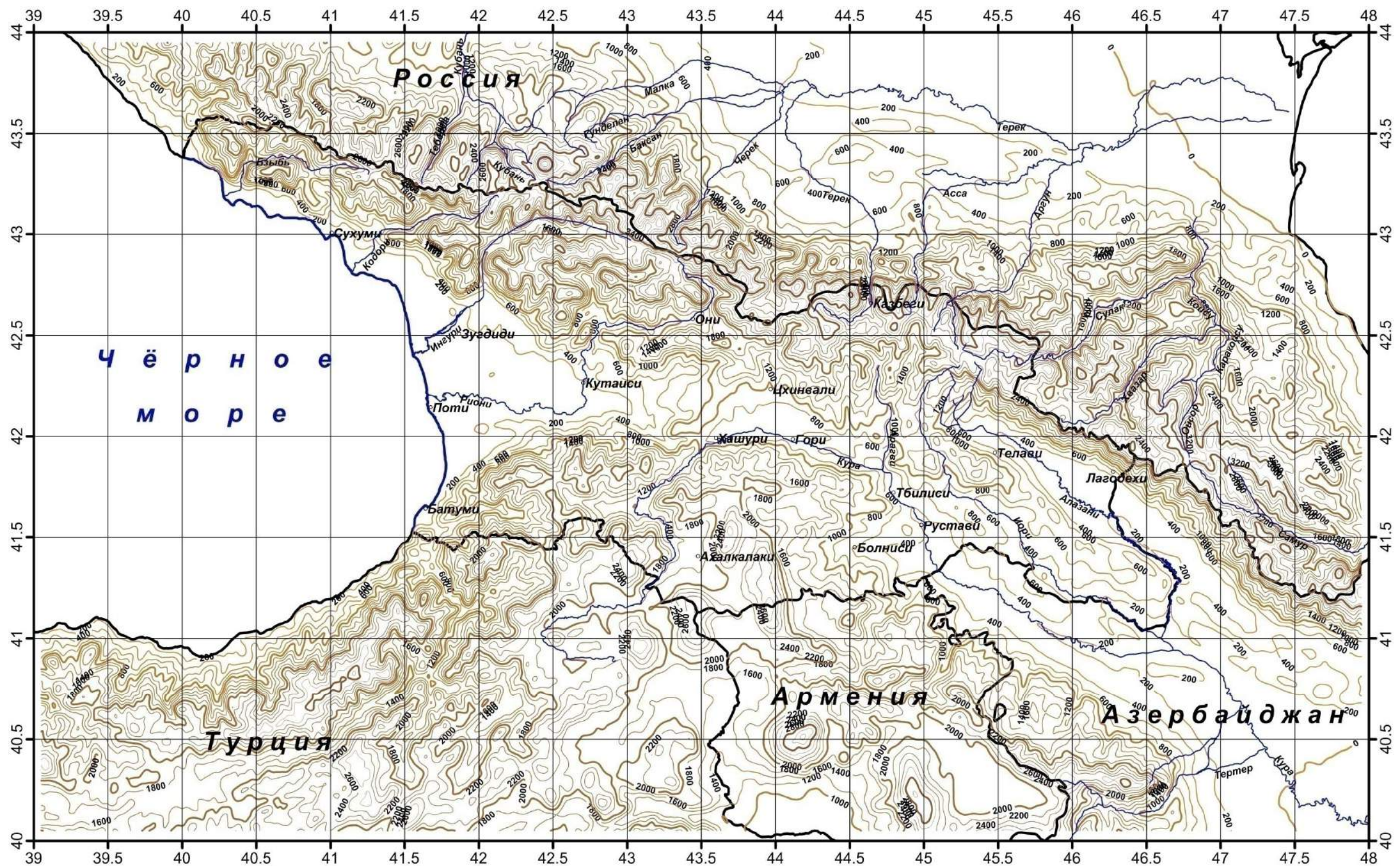


Рис. 6.3.39. Карта дневного рельефа Грузии и прилегающей к ней территории

Карта глубин сейсмичности верхнего опорного
горизонта Грузии и прилегающей к ней территории

Составлена: О. Яволовской
под руководством Н. Гамкрелидзе

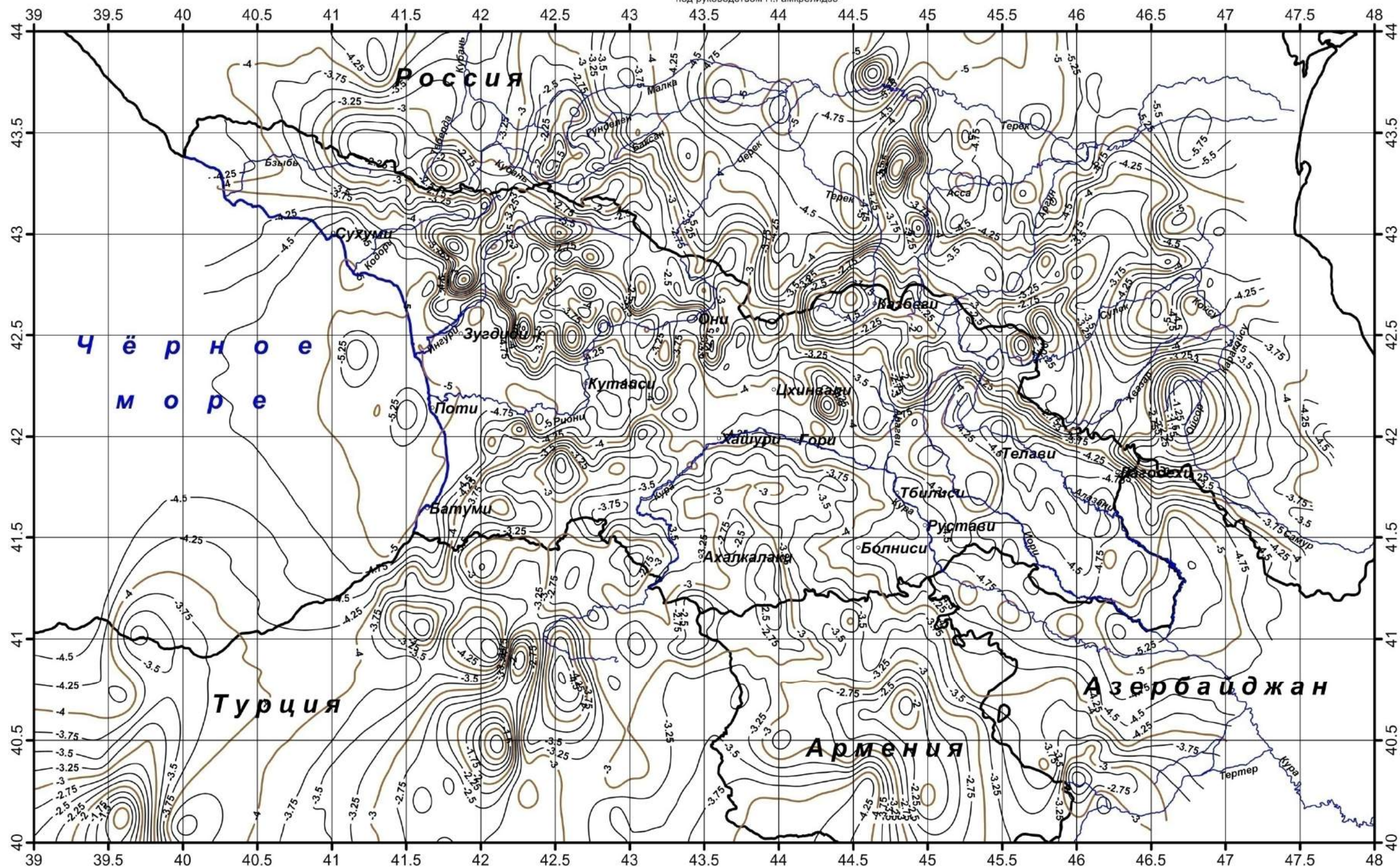


Рис. 6.3.40.

Карта глубин сейсмичности нижнего опорного (базальтового ?)
горизонта Грузии и прилегающей к ней территории

Составлена: О.Яволовской
под руководством Н.Гамкрелидзе

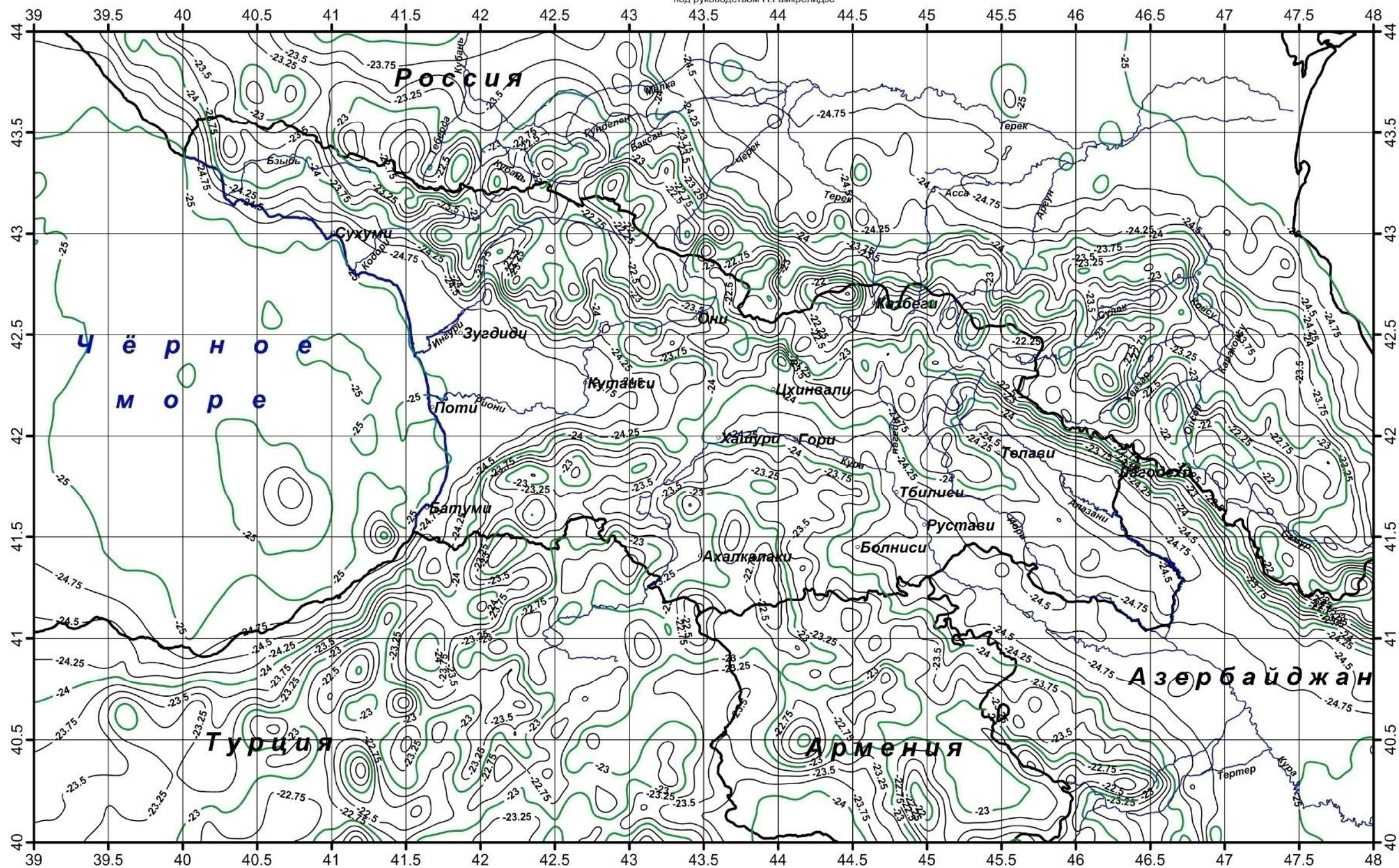


Рис. 6.3.41.

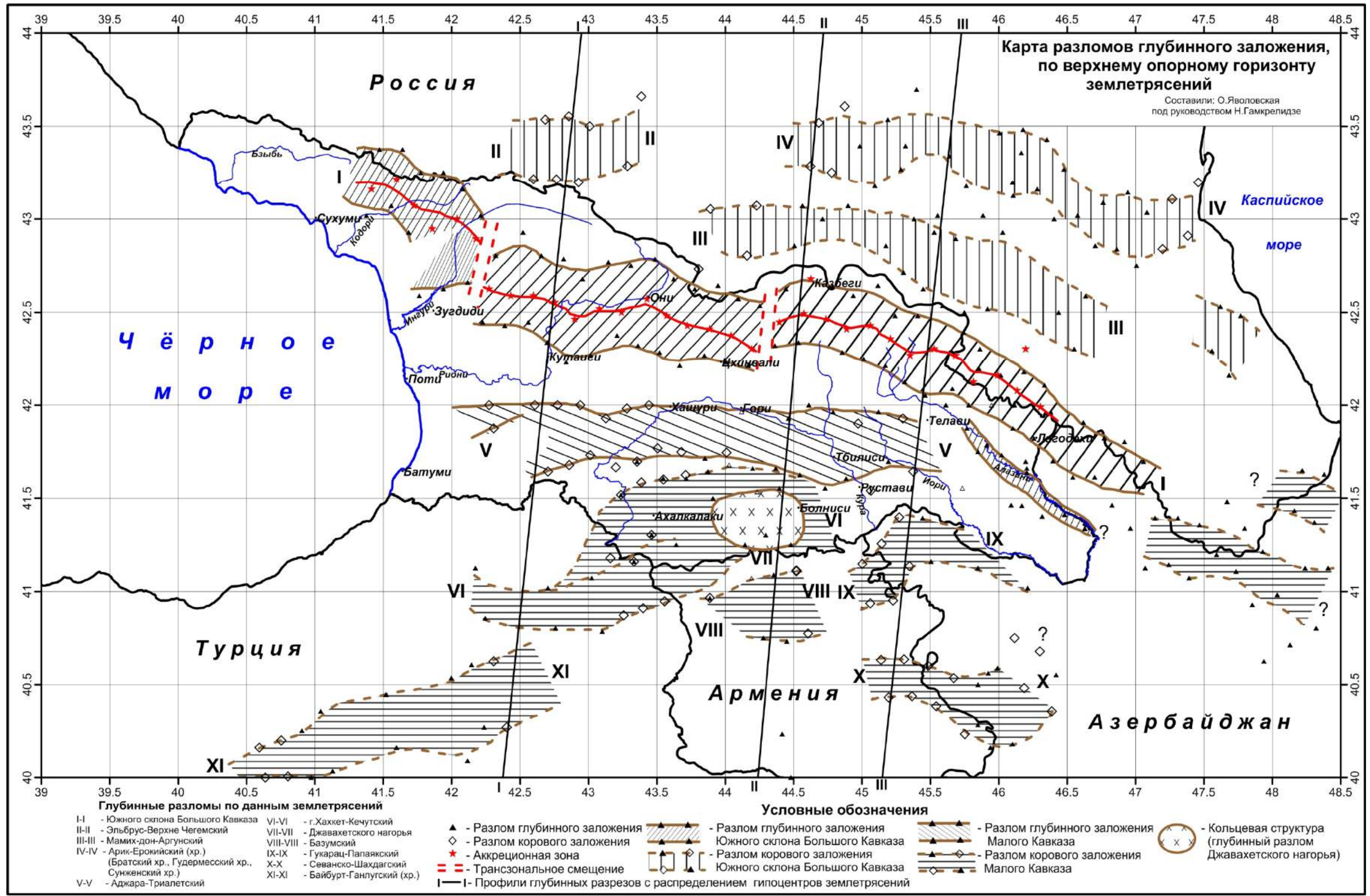


Рис. 6.3.42.

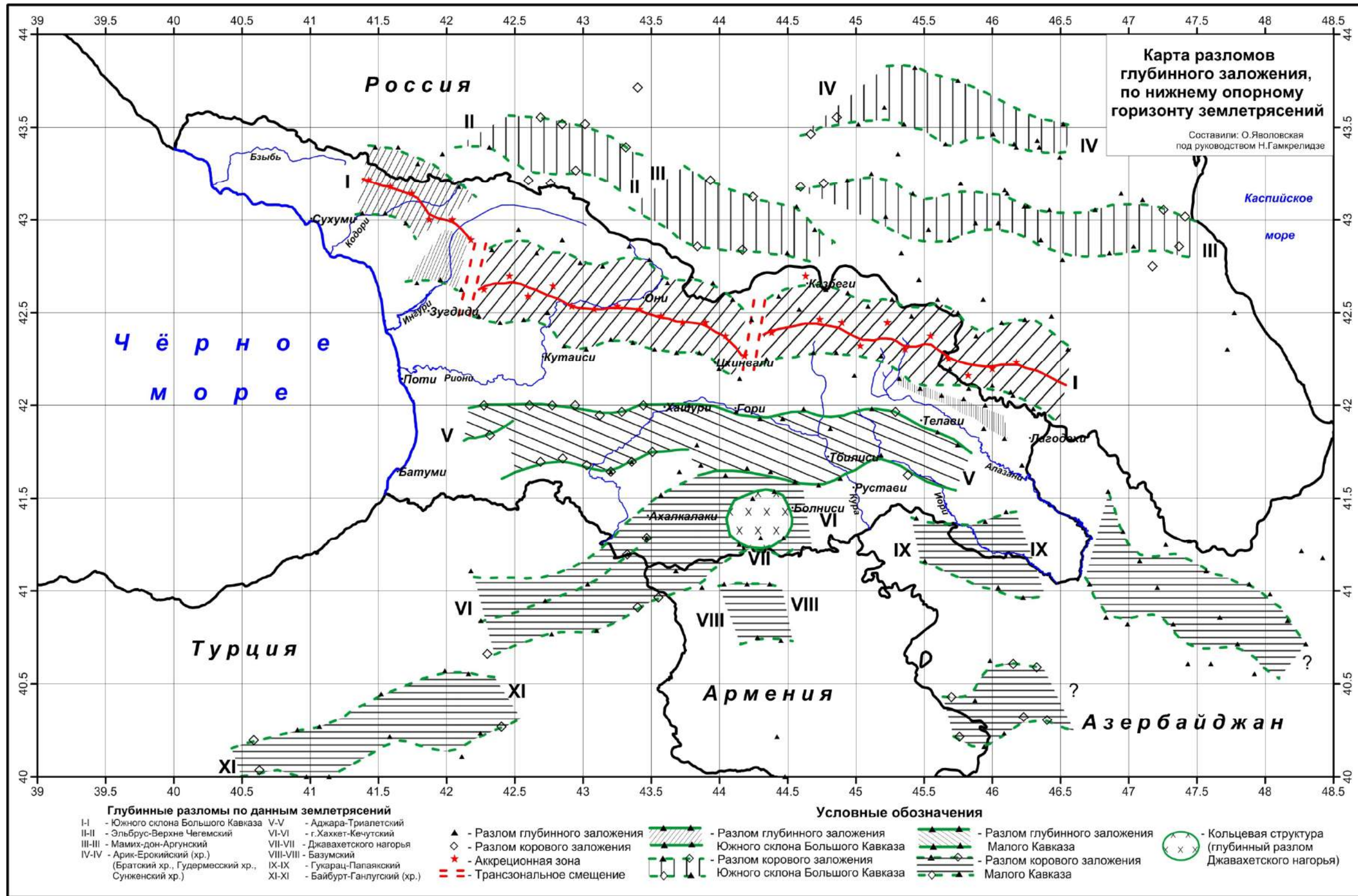


Рис. 6.3.43.