

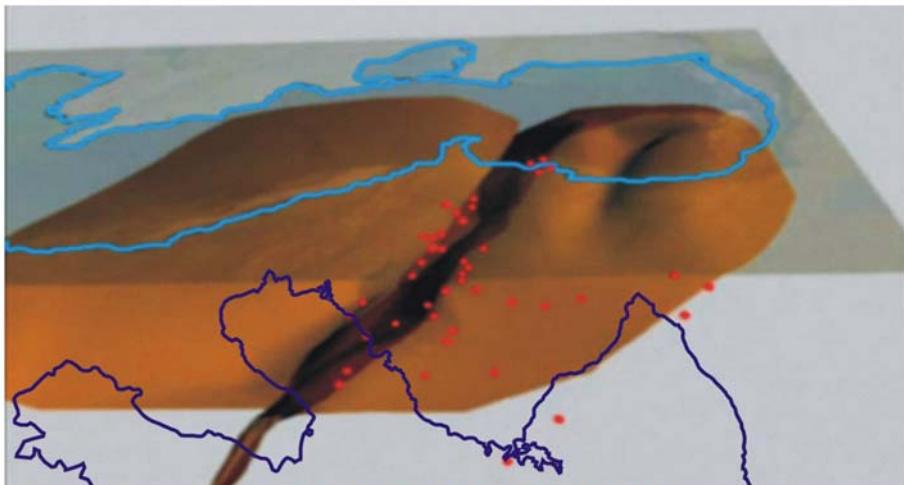
INTERNATIONAL COUNCIL FOR SCIENTIFIC DEVELOPMENT



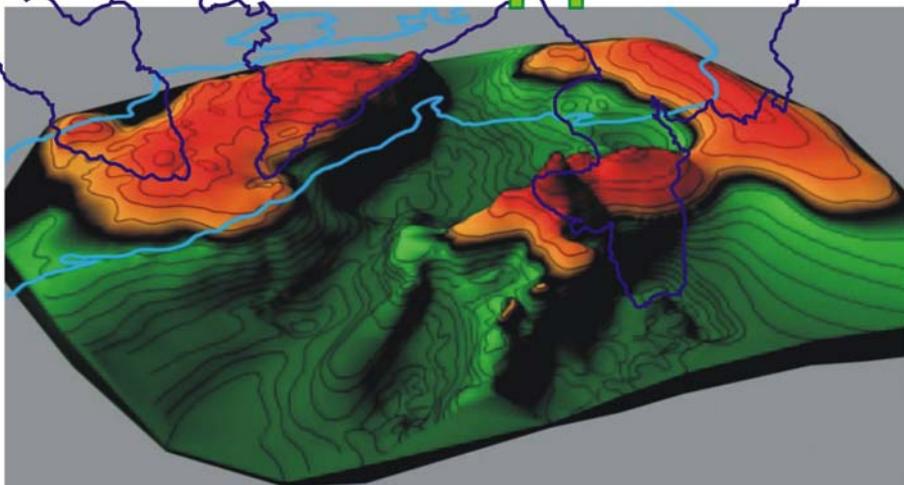
INTERNATIONAL ACADEMY OF SCIENCE

AZERBAIJAN SECTION

Б.С. АСЛАНОВ



**ГЕОДИНАМИКА
И
ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ
АЗЕРБАЙДЖАНА**



**INTERNATIONAL COUNCIL FOR SCIENTIFIC DEVELOPMENT
МЕЖДУНАРОДНЫЙ СОВЕТ ПО НАУЧНОМУ РАЗВИТИЮ**

**INTERNATIONAL ACADEMY OF SCIENCE
МЕЖДУНАРОДНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК**

**AZERBAIJAN SECTION
АЗЕРБАЙДЖАНСКАЯ СЕКЦИЯ**

**НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ПО ПРОГНОЗИРОВАНИЮ И ИЗУЧЕНИЮ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

**Г Е О Д И Н А М И К А
И
Г Р А В И Т А Ц И О Н Н О Е П О Л Е
А З Е Р Б А Й Д Ж А Н А**

Публикуется в соответствии с Решением Заседания
Президиума Международной Академии Наук
Азербайджанской секции

ПОД РЕДАКЦИЕЙ:

Академика Международной Академии Наук,
Международного Совета по Научному Развитию,
Вице-президента Восточно-европейской Секции
Международной Академии Наук,
Доктора геолого-минералогических наук,
ХАЛИЛОВА ЭЛЬЧИНА НУСРАТ ОГЛЫ

ВВК83.3 АЗ

Асланов Б.С. Геодинамика и гравитационное поле Азербайджана.

Баку, Издательство «ЭЦНЯШ», 2005, 235с.

В монографии проанализировано гравитационное поле в редукции Буге при разных значениях плотности промежуточного слоя для территории Азербайджана. Геологическая природа трансформационных региональных аномалий истолковываются в геодинамическом аспекте и впервые объясняется „глубинным диапризмом“, основывающимся на теории тектоники литосферных плит.

По мнению автора, в результате столкновения Аравийского щита и Индостанского микроконтинента с Евразийским континентом в конце Мезозоя, основные силы сжатия воздействовали на территории современного Муган-Гарабахского и Южно-Каспийского максимумов, в результате чего, ультраосновные породы по рифтовым разрывам поднялись к поверхности. Они же отражают геологическую природу основных региональных гравитационных аномалий.

Книга рассчитана на широкий круг учёных и исследователей в области геофизики, геодинамики и геологии.

На обложке сверху – геодинамическая модель, составленная на основе геолого-геофизических данных Э.Н. Халиловым, а снизу эта же модель, составленная только на основе гравитационного поля Б.С. Аслановым.

ИСБНС – 89600 – 353 – 6

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	6
ОТ РЕЦЕНЗЕНТОВ	7
ПРЕДИСЛОВИЕ	10
ГЛАВА I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА	21
1.1. Литолого-стратиграфическая характеристика.....	21
1.2. Взгляды на тектонику.....	26
1.2.1. Геолого-геофизическая изученность.....	36
1.2.1.1. Геологическая изученность.....	38
1.2.1.2. Геофизическая изученность.....	49
ГЛАВА II. МЕТОДИКА ТРАНСФОРМАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ПОЛЯ	69
2.1. Изотропные трансформации.....	70
2.2. Анизотропные трансформации.....	74
2.2.1. Алгоритмы программы ANITRK.....	75
2.3. Определение параметров разломов.....	77
ГЛАВА III. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ПОЛЯ	85
3.1. Совместный анализ	86
3.2. Многомерно-регрессионный анализ.....	91
3.3. Принципы корреляционных связей.....	93
3.3.1. Области устойчивости корреляционных связей.....	95
ГЛАВА IV. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	98
4.1. Плотностная и магнитная характеристика горных пород.....	74
4.1.1. Плотностная характеристика.....	100
4.1.2. Магнитная характеристика.....	103

4.2. Геологическая природа гравитационных аномалий на основе идей геодинамики.....	104
4.2.1. Качественная интерпретация.....	104
4.2.2. Трассирования зон разрывных нарушений по аномалиям анизотропии.....	125
4.2.3. Результаты совместного анализа данных гравимагниторазведки.....	132
4.2.4. Определение параметров глубинных разломов исследуемого региона.....	137
4.2.5. Тектоническое районирование.....	142
ГЛАВА V. ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИКИ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ АЗЕРБАЙДЖАНА В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ.....	161
5.1. Особенности гравиметрических карт Азербайджана.....	164
5.1.1. Региональные аномалии	170
5.1.2. Локальные аномалии.....	172
5.2. Геодинамика Азербайджана.....	174
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	204
ЛИТЕРАТУРА.....	210

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

КВ – Куринская впадина
КМПВ – Корреляционный метод преломленных волн
ГСЗ – Глубинное сейсмическое зондирование
ШГЗ – Шемахино-гобустанская зона
МК – Малый Кавказ
БК – Большой Кавказ
ЮКТ – Южно-Каспийский трог
ЮКМ – Южно-Каспийская мегавпадина
ЗКР – Западно-Каспийский разлом
ГИР – Габала-Имишлинский разлом
ЧСЗН – Чухул Саад-Зангезурское нагорье
СГ – Саатлы-Геокчайский
ТВ – Талыш-Вандамский
ГТ – Гянджа-Таузский
СМВ – Среднекаспийский максимальный выступ
СТМ – Среднекаспийско-Туранский максимум
АПМ – Апшероно-Прибалханский минимум
ПТР – Предкавказско-Туркменский разлом
АБ – Акустический барьер
ИМК – Иранский микроконтинент
ПНГ – Полный нормированный градиент
ЗСМ – Закавказский срединный массив
ЛАЗ – Локско-Агдамская зона
МВД – Малокавказская вулканогенная дуга
СГ-1 – Сверхглубокая-1
УВ – Углеводороды
ЮКРМ – Южно-Каспийский региональный максимум
МГРМ – Муган-Гарабахский региональный максимум
СММЗ – Сомхети-Муганская максимальная зона
ГДЗ – Гагра-Джавадская зона
КВЗ – Кахетино-Вандамская зона
КМРП – Корреляционный метод разделения полей
МРА – Метод регрессионного анализа

ОТ РЕЦЕНЗЕНТОВ

Монография Б.С. Асланова посвящена анализу геодинамических процессов, происходящих в эволюции Земли на примере основных геоструктур Азербайджана и отражающихся в палеодинамике гравитационного поля.

Автор отмечает, что гравитационное поле – эта область действия дивергентной и одновременно консервативной функции, тем самым является составной частью потенциала Земного шара. Это означает, что дивергентная функция гравитационного потенциала имеет абсолютное значение и направление, вместе с тем, работа, выполненная с помощью консервативной функции, зависит от начальных и конечных координат между двумя пунктами, но не от формы и расстояния пройденного пути. Глобальные геодинамические процессы, связанные с выделением огромной энергии, т.е. работы, приводящие к изменению или перемещению масс основных геоструктур, безусловно, не могут не отражаться в палеодинамике гравитационного поля. Потому, что геометрические формы и параметры залегания этих масс или геоструктур являются главными аргументами гравитационного поля, прежде всего, гравиметрической карты в редукции Буге. Анализ и исследование процессов геодинамики, отражающихся в гравитационном поле, на основе тех или иных методических аспектов требуют глубокого научного осмысления. В монографии достигнуты определённые успехи в этом направлении.

Отражению современных глубинных тектонофизических процессов в динамике гравитационного поля придавалось большое значение со стороны многих исследователей, но, к сожалению, эта проблема остаётся ещё не решенной окончательно. Невозможно представить себе тектонические и особенно геодинамические исследования без геофизики. Все эти науки стали неразрывными и пронизывают друг друга. В последнее время важным направлением является восстановление не только палеотектонических условий геологического прошлого, но и палеогеодинамических геофизических параметров, в частности, гравитационного поля.

Для того чтобы обнаружить, выявить отражение геодинамических процессов в гравитационном поле, важнейшим аспектом является правильный выбор методологического подхода, обоснованного геофизическими полями и математически объясняемыми алгоритмами. В своей монографии Б.С. Асланов к этому вопросу подошёл научно обоснованно. Сначала по изотропной и анизотропной трансформации составил разные карты, присущие различным уровням поверхностей и, естественно, различным этапам тектогенеза, комплексно проанализировал полученные результаты с другими данными геофизики, потом вычислил впервые для исследуемого региона псевдомагнитные аномалии и определил время и степень активизации геодинамических процессов. Во всех этих операциях при трансформации

гравитационного поля применённые методики приемлемы и полученные результаты не вызывают сомнения.

Представленная карта тектонического районирования составлена с учётом глобальных геодинамических процессов и может являться предметом дискуссии при дальнейшем проведении поисково-разведочных работ. Складчатая структура в мезозойских отложениях и разрывы служат тектоническими критериями для мест скопления углеводородов. Автор вправе предложить поисково-разведочные работы на нефть и газ в мезозойских отложениях, в частности, в окрестности Муган-Гарабахского и Южно-Каспийского гравитационных максимумов. По мнению автора, со столкновением Аравийского щита и Индостанского микроконтинента с Евразийским материком в конце Мезозоя центр основных сил сжатия располагался на территории современных Муган-Гарабахского и Южно-Каспийского гравитационных максимумов, в результате чего, ультраосновные породы продвинулись к поверхности по ранее существовавшим разрывам, являвшимися рифтовыми разломами океана Тетис. Ультраосновные породы отражают геологическую природу основных региональных гравитационных аномалий. В новом варианте предлагается карта разрывной тектоники в современном представлении.

Нариман Ибадулла оглы Бабаев

доктор геолого-минералогических наук, Профессор

Гуммет Омар оглы Велиев

доктор геолого-минералогических наук

Айдын Каффар оглы Ахмедов

доктор геолого-минералогических наук

ПРЕДИСЛОВИЕ

Грави-магнитные исследования в Азербайджане имеют длительную историю и значительные достижения. Гравиразведка и магниторазведка – методы изучения естественных полей. Они не нуждаются в источниках искусственного возбуждения сигналов и в связи с этим характеризуются мобильностью и высокой производительностью (особенно, при проведении аэромагнитных съёмок), а также экологической чистотой. Благодаря указанным обстоятельствам, степень геофизической изученности территории Азербайджана грави-магнитными съёмками наиболее высокая.

Первые региональные маятниковые и абсолютные грави-магнитные съёмки были выполнены в 1929-1934 г.г. под руководством Л.В. Сорокина и В.В. Федынского в рамках генеральной съёмки СССР. При этом была заложена традиция глубокого осмысления гравиметрических данных со стороны ведущих геологов-ученых, таких как А.Д. Архангельский и В.В. Вебер, А.А. Али-Заде, Э.Ш. Шихалибейли и Ф.С. Ахмедбейли. Весьма богатую информацию содержали материалы гравиметрических съёмок, освещённые в фундаментальных работах И.О. Цимельзона и Р.М. Гаджиева. Эти работы не только дали конкретные рекомендации по выявлению перспективно нефтегазоносных структур, но и послужили наиболее существенным обоснованием заложения в Азербайджане Саатлинской сверхглубокой скважины

(СГ-1) в пределах *выявленного Талыш-Вандамского гравитационного максимума?* (максимальный выступ – мнение автора).

Благодаря обобщению результатов съёмок трестов "Азербайджаннефтегеофизика" и "Каспморнефтегеофизика" был накоплен ценный материал, характеризующий грави-магнитные поля Азербайджана. Этот материал анализировался с использованием разных разработок по методике интерпретации и на богатейшей геологической основе, полученной коллективами производственных и научных организаций. Высокая степень геологической изученности территории Азербайджана нашла отражение в издании серии карт геологического содержания масштаба 1:500 000 с объяснительными записками, в том числе карт /98÷100/. Сопоставление с геологическими материалами являлось обязательным условием эффективности истолкования грави-магнитных полей. Интерпретация этих полей позволила автору данной монографии выделить целый ряд площадей на западном борту Южно-Каспийской Мегавпадины (ЮКМ). Эти площади являются перспективными на различные виды эндогенной минерализации. Удалось установить важные особенности тектоники и магматизма, которые воспроизведены на геологических картах и частично отображены на схеме тектонического районирования, составленной впервые автором.

Углублённой интерпретации грави-магнитных аномалий способствовали не только высокий уровень геолого-геофизической изученности и разработки методических вопро-

сов для условий Азербайджана, но и проведение значительного объёма высокоточных гравиметрических исследований, ответственным исполнителем производственных отчётов которых (1984÷2003 г.г.) являлся сам автор.

Таким образом, изучение грави-магнитных аномалий на территории Азербайджана обеспечено необходимыми исходными материалами и разработанным методическим аппаратом. Весьма существенно, что это является достаточно типичной для регионов альпийского типа. Поэтому анализ и синтез гравитационных данных по этой территории представляют не только практическое значение при получении геологических сведений для оценки перспектив выявления различных полезных ископаемых и прогноза сейсмической активности, но и теоретическое значение для проверки тех или иных геологических гипотез развития альпид на основе более глубокого познания строения земной коры и геодинамической модели Азербайджана.

Актуальностью данной монографии является то, что с южной частью Азербайджана, т.е. западным бортом ЮКМ, связаны большие запасы УВ: этот регион Азербайджана является древнейшим, одновременно богатейшим нефтегазоносным районом. Вместе с этим, десятки скважин (Карабуджаг, Караджалы, Джарлы, Сор-Сор, Сарханбейли, Гашимханлы, Средний Мугань, Билясувар, Узунтяпе), пробуренные на нефть и газ в западной части ЮКМ на суше, на сегодняшний день не дали ожидаемого объема УВ. В связи с этим, уточнение геологического строения

западного борта ЮКМ, включающего в себя Нижне-Куринский, Миль-Муганский, Джалилабадский (предполагаемый) и Южно-Каспийский нефтегазоносные районы, имеет большое значение для повышения эффективности поисково-разведочных работ.

Глубинное строение этого региона изучено геологическими и геофизическими методами достаточно детально. В 1961 г. по результатам общей гравиметрической съёмки здесь выявлен крупный и очень интенсивный (120 мГал) Мугано-Гарабахский региональный максимум (МГРМ), отделенный от слабо выраженного гравитационного поля Южного Каспия обширным и резким (10-12 мГал/км) градиентом, вытянутым в ССЗ-ЮЮВ направлении, известный в литературе как Талыш-Вандамская градиентная ступень. МГРМ имеет три максимальные выступа (по И.О. Цимельзону): Саатлы-Геокчайский (СГ), Талыш-Вандамский (ТВ) и Гянджа-Таузский (ГТ). Геологическая природа МГРМ с момента выявления до 70 – 90-ых годов XX века объяснялась подъёмом кровли базальтового и кристаллического слоёв. При этом, исследователи в области геологии и геофизики придерживались концепции унаследованности, и глубина залегания кристаллического фундамента оценивалась в 5-6 км, а базальтового слоя – в 7-8 км.

Следует отметить, что и по результатам региональных сейсморазведочных работ методами ГСЗ и КМПВ, проведённых соответственно в 1957 – 67 гг. и 1970 – 74 г.г., кристаллический

фундамент и базальтовый слой были представлены структурной схемой с теми же глубинными данными.

С целью решения ряда задач регионального, фундаментального и общего геологического плана, т.е. вскрытие верхней части земной коры, включая осадочный чехол, вулканогенную толщу, кристаллический фундамент и базальтовый слой, определение возраста и литологического состава и мощности различных стратиграфических подразделений осадочного комплекса, оценка перспектив нефтегазонасыщенности, была пробурена СГ-1.

СГ-1, достигнув глубины 8324 м, на самом же деле вместо этих слоёв, на своём пути вскрыла: миоцен-плиоцен-четвертичный комплекс отложений (Кайнозой) мощностью 2830 м; позднеюрско-раннемеловую карбонатную толщу мощностью 710 м и раннесреднеюрскую вулканогенную толщу мощностью 4784 м (Мезозой). Она не вскрыла базальтовый слой и кристаллический фундамент, тем самым так и не уточнила геологическую природу МГРМ, которая однозначно воспринималась со стороны многих специалистов с приподнятой тектоникой домезозойских консолидированных кор. После получения материалов по СГ-1 бурно началось переобсуждение геологического строения этого региона. Одним из современных представлений о тектоно-геологическом строении региона является то, что эвгеосинклинальная область (западный борт ЮКМ) на герцинском этапе представляла собой высокоподнятый Закавказский срединный массив (ЗСМ), и допускается, что массивы Година и

Бакинского архипелага в Южном Каспии также являются обломками ЗСМ /137/.

Результаты переинтерпретации гравитационного поля и данные высокоточных гравиметрических наблюдений на профилях, пересекающих основные тектонические элементы региона, согласовываются с подобным представлением. Вместе с этим, на наш взгляд, существование ЗСМ вызывает сомнение. Потому что структура ЗСМ в современных представлениях исследований, не объяснима, точнее понятие „строение грабен-прогиб, который в средней юре был подвержен интенсивному магматизму, начиная с поздней юры, в связи с инверсией тектонического режима испытывал поднятие, сопровождавшееся внедрением мантийных масс“ /137/.

В связи с тем, что благодаря переинтерпретации гравитационного поля в геодинамическом аспекте, получены совершенно иные представления о геологическом строении исследуемого региона, поэтому выше подчёркнутые представления, на наш взгляд, носят декларативный характер.

Детальной сейсморазведкой не удалось изучить структуры мезозойского комплекса отложений, с которыми связаны основные перспективы нефтегазоносности западного борта ЮКМ. Перспективность на УВ с мезозойскими отложениями связана потому, что возраст УВ на прилежащих крупных нефтегазоносных площадях (Апшероно-Прибалханская, Бакинский архипелаг, Иран, Ирак и т.д.) установлен мезозойский. Кроме того, как

было отмечено, десятки скважин (Карабуджаг, Караджалы, Джарлы, Сор-Сор, Миль, Средний Мугань, Узунтепе и т.д.), пробуренные на нефть и газ в осадочном комплексе не дали ощутимых результатов. Трудность сейсморазведки при изучении глубины в этом регионе связана со специфическим геологическим строением. Горизонт „Р“, стратиграфически приуроченный к размытой поверхности Мезозоя, на самом деле отражает физическую поверхность несогласия между мезозойскими и залегающими выше отложениями. Ниже этой поверхности по сей день невозможно получить достоверную информацию методом сейсморазведки, так как ниже этого горизонта временное поле слишком сложное в связи с исчезновением акустических волн. Высокоточные гравиметрические наблюдения и их геологическая интерпретация при новом подходе позволили уточнить геологическое строение ниже поверхности несогласия (горизонта „Р“).

В настоящее время по исследуемому региону накоплен большой объем новейших геолого-геофизических данных и разработаны новые методические приемы извлечения геофизической информации о глубинном региональном строении сложно построенных областей. В этой связи комплексная интерпретация имеющихся геофизических данных на основе совместного и корреляционного анализов геофизических потенциальных полей и уточнение глубинного регионального строения являются акту-

альной проблемой, требующей своего скорейшего решения, это с одной стороны.

С другой стороны, многие вопросы, касающиеся отражения геодинамики основных геоструктурных элементов Азербайджана в палеодинамике гравитационного поля, до сих пор оставались не затронутыми проблемами среди ученых. Дело в том, что закономерность, присущая различным этапам формирования геологических структур, проявляется во временной динамике поля силы тяжести. Выявление закономерностей, обоснование той или другой концепции в палеодинамике гравитационного поля не является порой простой задачей. Она связана с характеристикой потенциального поля. Потенциальное поле Земли состоит из двух естественных составляющих: – магнитной и гравитационной. Магнитное поле является роторным, т.е. оно имеет абсолютное значение, но без направления (направление условно принято для Земного шара от северного полюса к южному полюсу). Гравитационное поле является дивергентным, т.е. оно имеет абсолютное значение и направление, и по теории Ньютона направление принято от притягиваемой массы к притягивающей. А по теории Эйнштейна гравитационное поле одновременно является и консервативным полем. Консервативность означает, что выполненная работа в таком поле не зависит от пройденного пути из одной точки в другую, т.е. от траектории, она зависит от начальных и конечных координат точки, между которыми выполнена работа. А планета Земля на пути

своей эволюции испытала много изменений при различных глобальных геодинамических условиях, и какими бы разными не были эти условия, гравитационное поле земного шара, в целом, оставалось таким же, как было первоначально, это и так ясно. Это означает, что при изменении геодинамических условий если в какой-то тектонической зоне значение гравитационного поля увеличивалось, то в другой тектонической зоне – уменьшалось, т.е. абсолютное значение гравитационного поля при любом изменении геодинамических условий оставалось неизменным. Изменение же отражалось на разных редукциях гравитационного поля, особенно геологических. Потому что эти изменения связаны с размещением в недрах Земли разноплотностных масс, образовавшихся в результате горизонтального движения литосферных плит.

В таком случае возникает вопрос, можно ли изучить эволюцию Земли в аспекте геодинамических идей с помощью потенциальных полей? По мнению автора этой монографии – да, можно. Потому, что при изменении геодинамических условий не только в редукционных аномалиях, даже в отдельных абсолютных аномалиях гравитационного поля Земли, всё-таки остаются признаки тех событий. Прежде всего, эти аномалии отражают геологическую природу геоструктур. В соответствии с консервативностью и дивергентностью гравитационного поля, если в окрестности какой-то геоструктуры значения параметров гравитационного поля увеличиваются, то в окрестности другой

геоструктуры наоборот – уменьшаются. Естественно, отсюда становится понятным, что параметры отдельных аномалий гравитационного поля могут являться свидетелями определённого геодинамического условия, иными словами, геодинамика отдельных геоструктурных элементов на пути своей эволюции может отражаться в палеодинамике гравитационного поля. Это положение требует глубокого анализа, и в данной монографии автор впервые пытается объяснить, как отражены геодинамические процессы основных геоструктур Азербайджана в палеодинамике гравитационного поля.

Целью написания монографии является - определение отражения геодинамики основных геоструктур Азербайджана (на примере МГРМ и ЮКРМ) в палеодинамике гравитационного поля.

Удалось выяснить:

– Геологическая природа МГРМ и ЮКРМ одинаковая, и она является ультраосновной магмой мантийного происхождения, а разности их интенсивностей связаны с глубиной залегания магмы.

– Исследуемая зона не представляет собой межблоковое (Иори-Аджиноур на западе и Бакинский архипелаг на востоке) пространство, т.е. грабен-прогиб, напротив, эта зона представляет собой горст-поднятия, простирающееся в СЗ–ЮВ направлении, вызванное внедрением магматической массы мантийного происхождения.

– Образование современного тектонического строения этой зоны объяснимо коллизией Аравийского щита и Индостанского микроконтинента с Евразийским континентом в конце мезозоя.

– Закавказский срединный массив не отражается в палеодинамике гравитационного поля.

– Глубинные разломы Мингечаур-Ленкоранский, Талышский и Южно-Аразский в глубинных отложениях не трассируются.

– Глубинный разлом Западно-Каспийский является мантийным и состоит из отдельных частей, которые придают ему трансформный характер. Возможно этот разлом имеет рифтовое происхождения и отражает фрагмент рифтов Палео- или Мезо-океана Тетис.

Я выражаю искреннюю благодарность главному редактору, доктору геолого-минералогических наук, Профессору, Академику МАН/МСНР Е.Н. Халилову за помощь и добрую заботу, и научные консультации при изложении ряда концепций. Считаю приятным долгом поблагодарить своих рецензентов Н.И. Бабаева, Г.О. Велиева и А.К. Ахмедова за полезные замечания и советы, благодаря которым монография была существенно улучшена. Также сердечно благодарю Н.М. Асланову, М.Ю. Юнисова и И.Э. Абдуллаева за оформление рисунков и обложки.

ГЛАВА I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА

1.1. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В геологическом строении исследуемого западного бор-та ЮКМ, входящего в пределы морской части Каспийского моря, принимают участие отложения от палеозойского и до неоген-четвертичного возраста включительно. О литолого-фациальном составе отложений можно судить по данным бурения в пределах Каспийского моря, также на суше Азербайджана на отдельных поднятиях.

На Каспийском море кристаллический фундамент вскрыт на северном склоне Прикарабогазского свода работами ГСЗ, где глубина залегания докембрийского фундамента составляет 2900 м. Кристаллический фундамент перекрыт отложениями промежуточного пермо-триасового комплекса. Они представлены преимущественно терригенными уплотненными породами (глины, аргиллиты, песчаники) мощностью 2000-2500 м. В сторону залива Кара-Богаз-Гол мощность пермо-триасовой толщи резко выклинивается.

Отложения триаса вскрыты также на восточном шельфе, на поднятии Ракушечное море, на западном побережье – на поднятии Агзыбирчала, где выражены вулканогенными породами: мощность вскрытой части составляет 142 м.

Пермо-триасовые отложения в пределах суши Азербайджана не вскрыты ни на одной территории.

Юрская система. Отложения юрского возраста вскрыты в СГ-1, где они представлены в интервале глубин от 3540 м до забоя скважины (8234 м) чередованием различных вулканогенных пород (андезитов, порфиритов, базальтов, норитов, дунитов и др.) с кварцитами. Они представлены всеми тремя отделами. Однако, позднеюрские и раннемеловые отложения включены в карбонатную толщу мощностью 710 м, а раннесреднеюрские отложения в вулканогенную толщу мощностью 4784 м. Вулканогенная толща сложена непрерывными рядами пород от базальтов до риолитов (с преобладанием базальтов и андезитобазальтов), залегающих в ангидромной последовательности. По своим геолого-петрологическим, фациальным, минералогическим и петрохимическим признакам эти вулканогенные образования сопоставимы с вулканитами известково-щелочной серии островных дуг, заложенных на коре континентального типа. Это сходство проявляется и в характере метаморфических изменений. Потому, что в разрезе скважины установлены изменения, обусловленные процессами низкотемпературного метаморфизма. Распределение минеральных ассоциаций (по разрезу) дало возможность наметить зоны метаморфического преобразования: цеолитовую, пренит-пумпеллитовую и зелёносланцевую в её самой низкой ступени.

Литологический состав юрских отложений представлен базальтами, андезитами, гранитами, т.е. магматическими образованиями, включающими в себя две формации: базальт-

андезит-дацитовую мощностью 3.2 км и андезит-трахибазальтовую мощностью 1.5 км. По мнению Т.А. Исмаил-Заде и Б.Э. Хесина (1989) эти отложения представляют собой унаследованный выступ древних метаморфических пород позднеархей-раннепротерозойского возраста.

В пределах Каспийского моря эти отложения вскрыты в Среднем Каспии и имеют общую мощность около 2000 м. Они выклиниваются, как и пермо-триасовые, в сторону залива Кара-Богаз-Гол.

Меловая система. Отложения меловой системы в пределах Азербайджана имеют довольно широкое развитие, как на суше, так и в пределах Каспийского моря. Скважинами они вскрыты на пл. Яшма-море, Советабад-море, Куркачидаг-море и б. Апшеронская в пределах Каспийского моря; на пл. Узунтепе (Новоголовка), Ср. Мугань, Билясувар, Джарлы, Сор-Сор, Мурадханлы, Миль, Зардоб и СГ-1 в пределах суши. Меловые отложения не согласно залегают на юрских отложениях и представлены в терригеновой (глины и песчаники) и карбонатной (мергели и известняки) литофациях. Мощность меловой системы изменяется в пределах от 800 до 1200 м. На поднятии Зап. Апшеронская вскрытая мощность меловых отложений составляет 232 м, на Яшма-море – 792 м, б. Апшеронская – 391 м.

По данным скважины СГ-1 нижнемеловые и верхнеюрские отложения (2830-3540 м) характеризуются литофациальным составом пород, преимущественно известняками с про-

слоями базальтов. Хотя отмечается длительный перерыв в осадконакоплении между поздней юрой и ранним мелом, выраженный отсутствием отложений от титона до готерива включительно, но литологический состав пород комплекса не различается. Они трансгрессивно налегают на среднеюрские эффузивные породы андезито-базальтового состава. Для комплекса характерно разнообразие карбонатных пород, генетически относящихся к группам рифовых отложений и образованиям открытого бассейна. Они представлены в верхней части оолито-обломочными известняками, а в нижней части доломитизированными и мраморизированными известняками с прослоями базальтов и андезито-базальтов. Мощность нижнемелового-верхнеюрского комплекса 710 м.

Верхняя часть комплекса по литофации аналогична таковой в разрезах глубоких скважин, пробуренных на соседних площадях (Джарлы, Сор-Сор, Мурадханлы, Миль, Зардоб). Однако, если в разрезах СГ-1 и разведочных скважин Джарлы и Сор-Сор они выражены в карбонатных литофациях вулканитов, то на площадях Мурадханлы, Миль, Зардоб они сложены исключительно вулканическими породами. Эти данные свидетельствуют о том, что верхняя часть известнякового комплекса СГ-1 в северо-западном направлении замещаются вулканогенными образованиями, что особенно важно для актуальности данной монографии.

Миоценовая система. Средне- и верхнемиоценовые отложения вскрыты и на суше, и на море (мощностью 425 м), и представлены горизонтами сармат и меотис. Литологический состав этих горизонтов не различается и выражен пачкой чередования глинистых, песчаных и карбонатных пород, трансгрессивно залегающих на карбонатных образованиях мезозоя.

Плиоценовые отложения. Они представляют отложения апшеронского (N_{2ap}) и акчагыльского (N_{2ak}) ярусов, а также продуктивной толщи (ПТ). Литологический состав апшеронского яруса выражен чередованием песчаных, алевритовых и глинистых пород в верхней части разреза и серыми известковыми глинами с редкими прослоями алевролитов, песчаников и известняков в нижней. Акчагыльский ярус по литологическим признакам аналогичен нижней части апшеронского яруса и выражен серыми алевритисто-известковистыми глинами с редкими и тонкими прослоями известковых полимиктовых алевролитов.

Четвертичная система. Почти на всей территории исследуемого региона четвертичные отложения представлены не отсортированными грубообломочными (галечники, конгломераты, гравелиты) и мелкообломочными (супеси, суглинки, песчаники, глины) образованиями континентального происхождения.

1.2. ВЗГЛЯДЫ НА ТЕКТониКУ

Исследуемый регион в нефтегазоносном отношении охватывает центральную часть Альпийского складчатого пояса и включает в себя три нефтегазоносных района на суше (Нижне-Куринский, Миль-Муганьский и Джалилабадский) и на море западную часть ЮКМ. В тектоническом отношении – южную часть Нижне-Куринской депрессии, западные части ЮКМ и Кюрдамир-Саатлинской погребенной зоны поднятий, также юго-восточную часть Евлах-Агджебединской впадины /65÷72/.

По простирацию Куринская впадина подразделяется на три сегмента: западный или верхнекуринский, центральный или среднекуринский и восточный или нижнекуринский. Первый расположен целиком в пределах Грузии, второй охватывает территории Грузии и Азербайджана, а третий расположен практически целиком (кроме небольшого участка на крайнем юге, принадлежащего Ирану) на территории Азербайджана. В строении третьего сегмента выделяют три сектора: северо-западный, юго-западный и северо-восточный. Северо-восточный сектор отделен от двух западных секторов Западно-Каспийским глубинным разломом, а на севере по Аджичай-Алятскому разлому – от Шамахино-Гобустанской зоны. Структурный верхний этаж Нижнекуринского сегмента слагают пологие моноклиналильные погружающиеся и нарастающие по мощности к северу-востоку отложения. Плиоценовые и четвертичные отложения, несогласно налегающие на более древние образования, вплоть до мезозой-

ских отложений, в этом секторе залегают на относительно небольшой глубине.

По мнению исследователей, которые являются сторонниками фикцизма, в основании Куринской впадины лежит древняя глыба континентальной коры, чаще всего именуемая ЗСМ. До образования Куринской впадины эта глыба охватывала также северную зону Малого Кавказа, СММЗ или ЛАЗ, включающуюся в себя на западе ГДЗ и на востоке КВЗ. Гранитно-метаморфический комплекс, слагающий фундамент массива, обнажается на западном замыкании Куринской впадины в Дзирульском (Грузия) массиве, а также на ряде выступов на северном склоне Малого Кавказа (Шамкирский, Асрикчайский). Небольшие выходы того же комплекса пород известны на западе южного склона Большого Кавказа среди образований средней юры и нижнего мела. Возраст этого фундамента установлен радиометрическим методом только в Дзирульском массиве как предвендский, т.е. байкальский, но он подвергся в позднем палеозое внедрению плутонов-гранитоидов, которому предшествовало местами накопление маломощных континентальных или прибрежно-морских отложений нижнего и среднего карбона. Отсюда был сделан вывод о том, что в течение среднего и раннего палеозоя ЗСМ выступал в Палеотетисе как микроконтинент. В позднем палеозое массив был вовлечён в герцинский орогенез, а в конце триаса по северной периферии он временно приключился к Восточноевропейскому континенту.

В начале Юры наступил новый этап в развитии массива. С образованием на Большом Кавказе окраинного моря Тетиса и продолжением существования на юге в центральной зоне МК основного бассейна этого океана, ЗСМ снова стал микроконтинентом. Но при этом он подвергся слабому погружению и морской трансгрессии с накоплением маломощных и обломочных осадков лейаса-аалена.

В Байосе ЗСМ стал ареной интенсивного островодужного магматизма, связанного с субдукцией коры обоих ограничивающих его бассейнов – Большекавказского и Центрально-Малокавказского. Последнее наиболее очевидно для Малокавказской вулканической дуги (МВД), протянувшейся вдоль южного края массива-микроконтинента, совпадающего с современными Мровдагским и Карабахским хребтами, поскольку вулканисты ЛАЗа обнаруживают чёткую северо-восточную полярность. Другая дуга простиралась вдоль ГДЗ и КВЗ южного склона БК. При этом МВД оставалась весьма активной и в батском веке, в то время как на севере массива вулканизм прекратился. В пределах ЛАЗ вулканизм продолжался в поздней Юре и раннем Мелу, сопровождаясь интрузивной деятельностью, создавшей плутоны с многочисленными гранитоидоидами. После недолгого перерыва вулканизм возобновился и в позднем Мелу, продлившись до Кампана включительно. В Оксфорде-Киммеридже вдоль окраин ЗСМ протягивались рифовые постройки. В позднем Сеноне на фоне затухающего вулканизма

широкое распространение получили карбонатные, а в раннем палеогене – осадочные комплексы.

В конце Эоцена по обоим бортам Куринской впадины началось формирование горных сооружений Большого и Малого Кавказа, а в Оligоцене последовало образование их краевых прогибов.

Анализируя полученные данные, в результате переинтерпретации гравиметрических материалов в комплексе с другими геолого-геофизическими данными, мы абсолютно не верим в истинность выше изложенного „очерка“, т.к. эти представления не объясняются с учётом геодинамики региона, связанной с горизонтальным движением Аравийского щита и Индостанского микроконтинента и временем столкновения их в конце мезозоя с Евразийским континентом. Обо всём этом подробно написано в последней главе. Далее вкратце остановимся хронологически на взглядах на тектонику региона со стороны фундаментальных исследователей.

В.П. Ренгартен в 1926-30гг. построил тектоническую схему Кавказа, и КВ называл „плитой“.

А.Д. Архангельский в 1932г. КВ представлял структурой типа „срединный массив“.

В 1934 году И.М. Губкин считал КВ геосинклинальной зоной, начиная с Оligоцена.

В.В. Белоусов в 1939 г. доказывал, что КВ является обращённым синклинорием, заложённым на эпибайкальском фундаменте, т.е. ЗСМ.

Такого же мнения был и М.И. Варенцов (1960).

В.Е. Хаин начиная с 1950 г. по 2002 г. вначале придерживался того же мнения, т.е. синклинорий, но позже он выдвинул идею, что КВ не может являться обращённым синклинорием.

К.М. Керимов представлял КВ геосинклиналью (1985), при этом он основался на глубине залегания поверхности консолидированной коры.

А.А. Ализаде, Г.А. Ахмедов и др. по данным региональной сейсморазведки (1968) методами ГСЗ, КМПВ и гравиметрии составили схему рельефа доальпийского основания как поднятия, и глубину залегания кристаллического фундамента оценивали 5-6 км, а базальтового слоя 7-8 км.

По данным Э.Ш. Шихалибейли (1965-1988 гг.), КВ в каледоно-герцинском цикле являлась сушей в составе ЗСМ как геоантиклиналь и процесс становления ЗСМ характеризовался растяжением и дроблением коры, созданием блоковой структуры и усилением интенсивности дифференциальных тектонических движений, но не объяснялось чем были связаны растяжение и дробление, а также создание блоковой структуры.

Согласно А.В. Мамедову (1968), в Мезозое область КВ являлась геоантиклиной.

М.Г. Агабеков, Р.А. Аллахвердиев, А.Б. Мошашвили (1977) представляли, что Кюрдамир-Саатлинский выступ в альпийское время не был частью ЗСМ, а представлял единое целое с Малокавказской геосинклиналью. После интерпретации материалов СГ-1 А.Б. Мошашвили пришёл к выводу, что позже КВ превратилась в ЗСМ, и в его пределах проявился вулканизм трахибазальт-трахиандезитового состава.

Э.Ш. Шихалибейли, Р.Н. Абдуллаев, Ак.А. Али-Заде (1988) полагали, что в мезозое КВ и ЗСМ развивались как единый активизированный срединный массив.

Э.Ш. Шихалибейли, А.В. Мамедов и др.(1984) считали, что КВ в своей геологической истории пережила различные геодинамические условия, т.е. ЗСМ был окружён геосинклиналью.

На основании материалов Алятской гряды и Южного Гобустана кайнозойская складчатая структура М.Л. Коппом (1959 г.) рассматривалась как результат поддвига ЗСМ под Большой Кавказ. Структура ЮКМ, а также поперечные складки ШГЗ сформировались при существенной роли выдавливания материала из мест наибольшего горизонтального сжатия Кавказско-Копетдагского синтаксиса. М.Л. Копп, Л.М. Расцветаева установили, что складки и разрывные нарушения в плиоцен четвертичных отложениях отражают движение Аравийской плиты в северном направлении, вызвавшее подвиг КВ под БК.

М.Л. Баженов и В.С. Буртман (1990) предполагали, что Аравийский синтаксис очерчивается системами МК, Ирана и Восточного Тавра.

В.И. Шевченко и И.А. Резанов (1970) выделяли ЮКТ, как протягивающийся вдоль южного склона БК и северной части КВ в ЮКМ вплоть до Копетдага.

Из вышеизложенного, краткого и хронологического взгляда на тектонику исследуемого региона видно, что насколько разнообразны, порой противоречивы, имелись мнения в представлениях ряда исследователей, занимавшихся этой проблемой. Это было связано, в основном, с малым количеством информации о геологическом строении, особенно глубинном. В этом направлении ценнейший материал был получен из СГ-1. Однако, даже после этого высказанные мысли и представления, по мнению автора монографии, не являются заключениями окончательно обоснованной геофизической информацией. Поэтому, что в своих выводах и заключениях, прежде всего они абсолютно не анализировали гравитационное поле.

Ниже сделаем краткий обзор самого современного представления о тектонике региона, обратив внимание на работу /137/.

Используя результаты СГ-1 и данные бурящихся нефтегазопромысловых скважин, авторы работ /137/ пришли к выводу о том, что в раннеальпийском этапе (Юра-Эоцен) вся КВ и ВЗ, БК вместе с МК представляли собой обширную эвгеосинклиналь-

ную область. В орогенном этапе как бассейны Средиземного и Чёрного морей, так и КВ и ЮКМ были вовлечены в интенсивное опускание и накопление мощнейших молассовых образований. Отсюда было сделано заключение, что вся эвгеосинклинальная область МК, простирающаяся от Аразинской субплатформы на юге до палеозойской миогеосинклинали БК, в герцинском этапе представляла собой высокоподнятый ЗСМ. До наступления альпийского цикла он был расколот разломами на отдельные глыбы, участвовавшие в дифференцированных контрастных движениях, в результате которых образовались горсты и грабены. Интенсивная активизация привела на раннеальпийском этапе к созданию в ядрах альпийских поднятий ныне наблюдаемых горст-реликтов срединного массива в виде Дзирульского, Храмского, Локского, Шамкирского и др. выступов. Допускается, что массивы Година и Бакинского архипелага в ЮКВ также являются обломками ЗСМ. В ранней и средней Юре на МК все межблоковые пространства, т.е. первичные грабен прогибы, были вовлечены в дифференцированное прогибание и интенсивный магматизм. Район СГ-1, по аналогии с МК, представляет собой межблоковое (Иори-Аджиноур на западе и Бакинский архипелаг на востоке) пространство, т.е. грабен прогибы, которые в средней Юре были подвержены интенсивному магматизму, а, начиная с поздней юры, в связи с инверсией тектонического режима (на подобии МК), испытывали поднятие, сопровождавшееся внедрением мантийных масс. Судя по скоростной

модели разреза скважины и около скважинного пространства /131/, в район Саатлинского локального поднятия? внедрялся разуплотнённый? глубинный расплав (типа мантийного диапира), который переработал и метаморфизировал до частичного исчезновения? „гранитный“ слой земной коры. В зоне развития мезозойских магматитов теоретически вычисленная скорость сейсмических волн увеличивается от 6.2 км/с (на глубине 12 км) до 6.5-7.5 км/с (на глубине 25-30 км). По обе стороны выступа? вдоль ограничивающих его разломов (Западно-Каспийский и Габала-Имишлинский?) более молодые отложения глубоко опущены? как на востоке – в сторону Нижнекуринской депрессии, так и на западе – в пределах Евлах-Агджебединского прогиба. На крыльях выступа, характеризующихся высокой скоростью, развиты нормальные отложения? с „гранитным“ слоем.

Анализ современных геофизических материалов, особенно гравиметрических (как высокоточных, так и регионально-поисковых), частично опровергая выше изложенное современное представление о тектонике исследуемого региона, во многом уточняет геологическое строение в аспекте геодинамического развития с позиции горизонтального движения литосферных плит (мобилизм). В частности, мы не можем согласиться с тем, каким образом район СГ-1 представляет собой „грабен-прогиб, который в поздней Юре был подвержён интенсивному магматизму“. Нам представляется, что этот регион и в юрском времени, и в данное время является горст-поднятием,

вызванным внедрением магмы мантийного происхождения. Причина внедрения мантийной магмы объясняется столкновением плит, подробное описание которого представлено в следующих главах.

1.2.1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

1.2.1.1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В региональном геолого-тектоническом отношении исследуемый регион относится к Малокавказско-Иранской складчатой геосинклинальной области. К собственно Малокавказской альпийской геосинклинальной системе относится лишь южная часть Малого Кавказа, характеризующаяся развитием офиолитов, а также глубоководных фаций верхней юры – нижнего мела. Южная же окраина МК, т.е. ЧСЗН, не принадлежит этой системе, а представляет собой северную периферию другого, но более крупного микроконтинента (микроплиты) – Иранского.

В западном направлении Малокавказская система уходит в центральную Анатолию, где ей соответствует офиолитовый пояс, простирающийся через Эрзинджан и Эскишехеру и далее к Измиру (Турция). На восток (юго-восток) она должна продолжаться в Иран и далее в Афганистан, но здесь картина недостаточно ясна и допускаются различные толкования.

Уже в первом приближении в поперечном сечении Малокавказской системы намечается определённая зональность – три зоны отличаются присутствием офиолитов (Зангезурская офиолитовая зона), две промежуточные примечательны выходом на поверхность древнего метаморфического комплекса и мелководно-морских юрских и меловых отложений.

МК отличается достаточно высокой степенью геолого-геофизической изученности. Основы современного понимания

его геологического строения были заложены в 30 – 40-е годы К.Н. Паффенгольцем и В.П. Ренгартеном, которые и предложили первые схемы тектонического районирования этой горной системы. Более детальные схемы были позднее разработаны Л.Н. Леонтьевым и Э.Ш. Шихалибейли; они отражены в томах „Геология СССР“. Однако почти до конца 60-х годов строение офиолитовых зон понималась с позиции интрузивного залегания ультрамафитов и мафитов и молодого (конец эоцена или середина сенона) времени их становления. Перелом в этом вопросе обязан исследованиям, начатым в 1962 г. под руководством А.В. Пейве (Книппер, 1975), а также исследованиям С.Д. Соколова и М.Г. Ломизе (1977 – 1980 гг.). В итоге этих исследований выяснилось, что ультрамафиты и мафиты Малого Кавказа входят в состав типичной офиолитовой ассоциации. Эта ассоциация имеет доверхнеальбский и даже юрский, если не ещё более древний возраст, что слагающие её породы нигде не встречаются в автохтонном залегании, а либо образуют тектонические покровы, возникшие в середине коньякского века, либо встречаются в составе тектонического меланжа или олистостромов.

К сожалению, эти данные и взгляды не получили достаточного отражения ни в томах „Геология СССР“, ни на Геологической карте Кавказа 1:600 000 (1976 г.). Более того, до недавнего времени они продолжали оспариваться многими исследователями. Вместе с тем, эти представления об офиолитовых зонах Малого Кавказа прекрасно согласуются с современными

представлениями по аналогичным зонам Анатолии и Ирана, что показано в работе Ш. Адамия (1980 г.).

Геолого-геофизическая изученность Ирана долго оставалась на низком уровне, за исключением южной части страны – богатой нефтеносной провинции, для которой уже достаточно давно английскими геологами были составлены довольно детальные геологические карты и опубликованы ряд работ (Дж. М. Лиз, Н.Л. Фалкон, П.Е. Кент, Н.Л. Даннингтон и др.). С созданием Геологической службы Ирана в начале 60-х годов, положение резко изменилось к лучшему, и была проведена систематическая съёмка остальной территории под руководством швейцарского геолога Й. Штёклина, который является основоположником в области тектоники Ирана (Й. Штёклин, 1968, 1974, 1977). В дальнейшем геолого-тектонические исследования велись силами самих иранских геологов (М. Давудзаде, М. Набави, А. Хаджипур, А. Хушмандаде, Дж. Эфтехар-Незад и др.). Одновременно здесь продолжали работать европейские и советские геологи.

Появление идеи тектоники плит явилось стимулом для их применения к Ирану. В этой области первой работой был доклад М. Такина на 24-й сессии Международного геологического конгресса (1972 г.). Большой интерес вызвали иранские офиолиты, а также образования типа „цветного меланжа“.

Большим достижением иранской геологии явилось создание Тектонической карты Ирана в масштабе 1: 1 250 000 (1973

г.), а затем Геологической карты (вернее, атласа карт и профилей) в масштабе 1:1 000 000 (1977 г.).

Всё это, в целом, привело к резкому повышению уровня изученности геологии Ирана, но, учитывая большую её сложность, ряд важных вопросов ещё не получил однозначного решения.

В настоящее время Иран представляет собой офиолитовые зоны (Рис.5.2.13.) значительной протяженности. Все имеющиеся данные приводят к выводу, что в позднекембрийском и палеозойском времени Иран являлся продолжением Аравийской континентальной платформы (Рис. 5.2.14.).

В глобальном тектоническом отношении исследуемая территория охватывает три крупных геоблока центральной части Крымско-Кавказско-Копетдагской Альпийской складчатой геосинклинальной системы, которые представляются реликтом Атолловой структуры океана Тетис: блок Деште-Лут, расположенный на востоке Ирана, Среднекаспийско-Туранская плита, расположенная на восточном побережье Среднего Каспия и Главный Загросский надвиг, расположенный на юго-западе Ирана. В окружении этих крупных геоблоков находятся основные геоструктурные элементы Азербайджана.

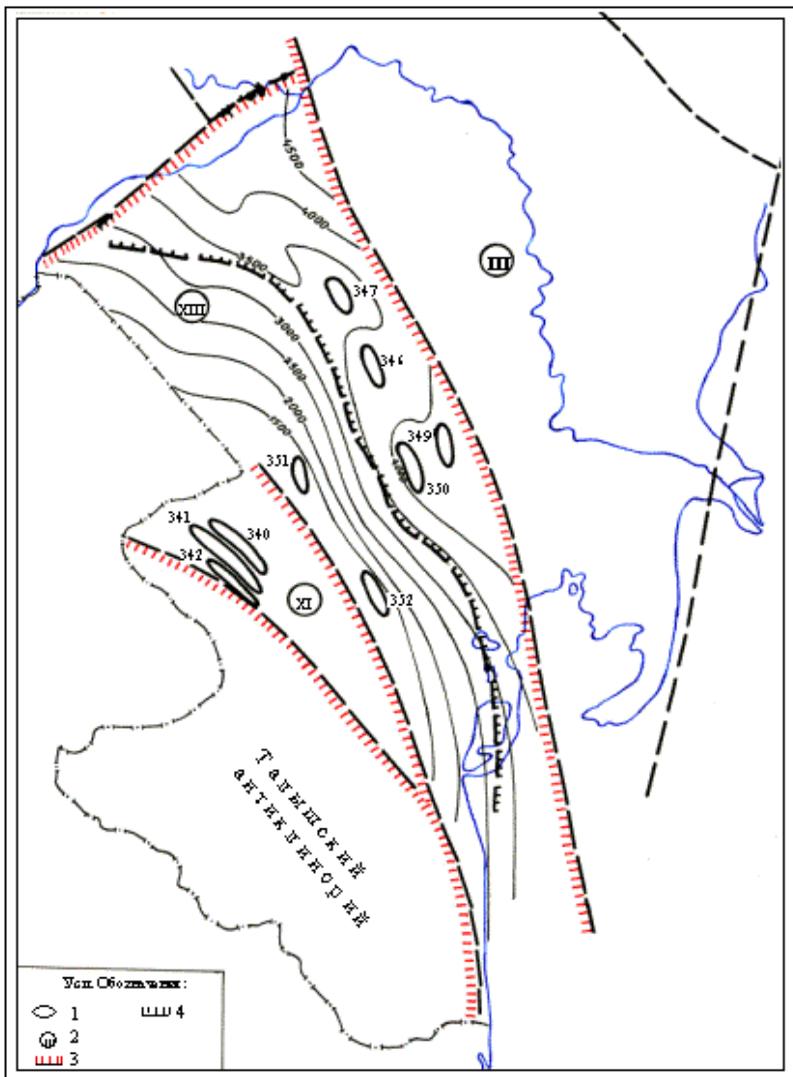


Рис.1.2.1.1.1.1. Фрагмент из карты нефтегазоносных месторождений и перспективных структур Азербайджана. 1-выявленные структуры: 340-Тумарханлы, 341- Кермели, 342-Бойханлы, 347-Халафли, 348-Средний Муган, 349-Шорсулу, 350-Кырмызыкенд, 351-Биясувар, 352-Узунтепе; 2-нефтегазоносные районы: III-Нижекуринский, XI-Джалилабадский, XIII-Миль-Муганский; 3-глубинные разломы; 4-линия выклинивания ПТ.

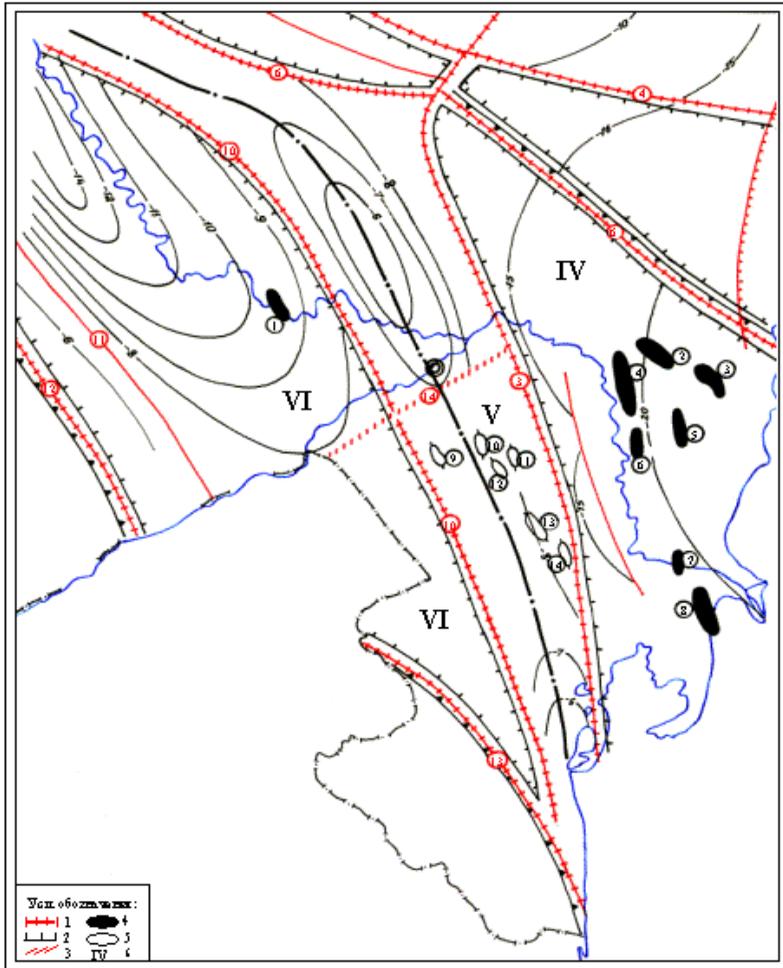


Рис.1.2.1.1.2. Фрагмент из карты тектонического районирования нефтегазоносных территорий Азербайджана (А.Н.Гусейнов, Ф.А.Ширинов). 1-глубинные межзональные разломы: 3-Западнокаспийский, 6-Сиазанский, 10-Мингечаур-Ленкоранский, 12-Предмалокавказский, 13-Предталышский, 14-Нижнекуринский; 2-границы средних тектонических структур; 3-разрывные нарушения; 4-нефтегазоносные структуры: 1-Мурадханлинская, 2-Мушовдагская, 3-Калмасская, 4-Кировдагская, 5-Кюрсангинская, 6-Карабагларская, 7-Хиллинская, 8-Нефтчалинская; 5-перспективные структуры: 9-Западно-Кюрдская, 10-Кюрдская, 11-Вост.Халфалинская, 12-Халфалинская, 13-Средне-Муганская, 14-Шор-Сулинская; 6-тектонические районы: IV-Нижне-Куринский, V-Кюрдамир-Саатлинский, VI-Евлах-Агджабединский.

Блок Деште-Лут (в литературе иногда встречается как "блок Лут") известен как крупный тектонический элемент, который определяет альпийские структуры восточного Ирана. Кембрийские отложения, простирающиеся через центральный Иран, выклиниваются при приближении к приподнятому блоку Деште-Лут. В то же время в центральных частях блока Деште-Лут разрез палеозойских толщ становится более полным. Большая часть блока перекрыта вулканитами и континентальными отложениями, из-под которых обнажаются многочисленные выходы мезозойского и палеозойского субстрата, а приблизительно в центре блока преобладают метаморфические породы, являющиеся составной частью байкальского фундамента.

К рассматриваемому в данной монографии сегменту альпийского пояса как бы „подвешены“ на крайнем юго-востоке своеобразная Деште-Лутская глыба, расположенная на крайнем востоке Ирана и вытянутая по долготе поперёк альпийского пояса на 900 км при ширине до 600 км, и её обрамление. Фундамент в пределах собственно Деште-Лутской глыбы не обнажён и выступает лишь к западу от ограничивающего её разлома. Однако субгоризонтальное залегание всех отложений, начиная с эоцена, в пределах глыбы заставляет предполагать неглубокое залегание кристаллического фундамента в её основании. Почти вся площадь глыбы покрыта эоцен-олигоценовыми и плиоцен-четвертичными наземными вулканитами, а также неоген-четвёртичными молассами.

Глубинная тектоника Деште-Лутской глыбы и Среднекаспийско-Туранской плиты очень схожа. Кроме этого, по литолого-стратиграфическому составу наверху залегающие отложения этих двух элементов – идентичны. Это позволяет нам предполагать, что они образовались в едином тектоническом цикле складчатости, возможно, каледонском.

Среднекаспийско-Туранская плита известна по данным геофизических исследований. Наличие гравитационного максимума-выступа первого порядка в северо-западной ундуляции Туранской плиты в Среднем Каспии, выявленного впервые Я.П. Маловицким (1968 г.), впоследствии детально изученного Б.С. Аслановым (1992 г.), позволило переименовать Туранскую плиту в Среднекаспийско-Туранскую, т.к. максимум-выступ полностью охватывает Средний Каспий. Гравиметрические карты в редукции Буге, но в разных значениях плотности промежуточного слоя, между собою не согласуются, т.е. наблюдается смещение в расположении аномалий, особенно, в Среднем Каспии. Подобные отклонения существуют и между структурными картами неогеновых, палеогеновых, меловых, юрских и пермотриасовых отложений, составленных трестом "Каспморнефтегеофизразведка" по данным сейсморазведки.

Главный Загросский надвиг первоначально определялся как простой надвиг, полагая, что образование этого разрыва было связано с прогибанием края Аравийской плиты и последующим поддвижением её под центральный Иран. Детальные исследова-

дования линии надвига (Braud J., Ricou L.E. 1971) показали, что фактически здесь имеются две линии крупного надвига, которые расположены приблизительно параллельно друг другу и иногда сливаются друг с другом; местами же они разобщены на значительное расстояние и несколько отличаются по возрасту. Более древний, расположенный на юге-западе разрыв представляет собой полого падающий надвиг, по которому центральный Иран надвинут на юго-запад, на Загрос, с горизонтальным перемещением около 40 км. Более молодой разрыв представляет собой круто падающий на северо-восток, местами вертикальный, взброс с правосторонним смещением неизвестной величины. Эта двойная линия разрыва и надвигания образовалась в результате активизации значительно более древнего рифта, впоследствии переименованного в Главный Загросский надвиг (Рис. 5.2.14÷ 16, в последней главе).

Анализируя существующий фондовый и литературный материал, можно прийти к предположению, что Среднекаспийско-Туранская плита, Деште-Лутский блок и Главный Загросский надвиг – реликт атолловой структуры океана Тетис. Атолловая структура, по мнению многих исследователей, является неподвижной. Но, на наш взгляд, выше названные геоструктуры Земной коры в этом регионе всегда находятся в динамичном состоянии, что связано с коллизией Евразии с Аравийским щитом и Индостанским микроконтинентом в позднем Мезозое (Б.А. Наталин, 2002). Атолловая структура играет первостепен-

но важную роль при образовании мест скоплений потенциалов углеводородов (УВ), это с одной стороны.

С другой стороны, в середине прошлого столетия Г. Беньоф впервые выявил и детально изучил пространственную структуру „фокальных зон“ глубокофокусных землетрясений, после чего началось широкомасштабное изучение подобных зон. Исследование зон Беньофа по сей день актуально не только с теоретической точки зрения, но и при проектировании поисково-разведочных работ на различные виды полезных ископаемых, особенно УВ, также при решении задач сейсмологии.

В пределах Азербайджана на стыке Южного и Среднего Каспия расположена зона Беньофа, которая выявлена впервые в 1982 году д.г.-м.н. Э.Н. Халиловым. В 1999-2002 г.г. по наличию сейсмофокальной зоны она подтверждена исследователями США, Англии, России и Казахстана, и охватывает весь Апшеронский порог. Геодинамические факторы последних лет показали, что вышеописанные геоструктурные элементы: блок Деште-Лут, Среднекаспийско-Туранская плита и Главный Загросский надвиг тоже расположены в пределах зоны субдукции по наличию распространения офиолитов. Это может быть связано с тем, что процесс субдукции происходит и на юге Каспия вдоль Эльбрусских гор. Главной зоной субдукции в этом регионе может являться Загросский надвиг. Подобное представление основывается также на анализе корреляционного разреза (Рис.5.2.15), составленного автором по скважинам, расположен-

ным на юге-западе и на северо-востоке Загросского надвига и на Малом Кавказе. Из разреза видно, что Загрос, как бы надвигается через Деште-Кевирскую равнину на Эльбрусские и Малокавказские горы. При этом наиболее активным участком распространения офиолитов является северо-восточная и восточная границы Иранского блока. По предварительным оценкам, в пределах южных окраин Южно-Каспийской плиты тоже проявляется более масштабная зона Беньофа, отражающая субдукцию Иранской плиты.

Справедливости ради, следует отметить, что исследуемый регион охватывает обширную зону (Рис. 5.2.14 и 5.2.16), расположенную на территориях нескольких сопредельных стран. Естественно, территория каждой страны изучена в определённой степени по-своему, единая концепция не существует, даже между двумя странами, чтобы возможно было сводить геолого-геофизические материалы и комплексировать их с той или другой целью. Кроме того, при любых геолого-геофизических исследованиях основной целью является уточнение нефтегазоносности региона, а нефтегазоносные месторождения в каждом геолого-тектоническом районе имеют своеобразные, т.е. специфические особенности по продуктовой толще, по глубинному местонахождению, по составу и т.д. Отсюда и возникло ложное мнение, что территория каждой страны имеет совсем разное геологическое строение. Однако при совместном анализе существующих геолого-геофизических материалов в

пределах Крымско-Кавказско-Копетдагской и Малокавказско-Иранской систем Альпийской Складчатой Геосинклинальной области стало известно, что многие проблемные вопросы имеют единое, совместное решение. Об этом автор попытается в следующей главе более подробно ознакомить читателя, а в этой главе коротко характеризуется геофизическая изученность западного борта ЮКМ в связи с нефтегазоносностью.

Нефть и газ продолжают составлять основную топливно-сырьевую базу во всех странах мира, предопределяющую общее развитие промышленности. Азербайджанская Республика – старейший нефтяной район нашей планеты – длительное время, еще до октябрьской революции среди развитых стран мира (Англия, Франция, Америка, Германия и т.д.) и вплоть до начала 50-х годов прошлого столетия являлась основным нефтяным районом Российской империи и затем бывшего СССР. После разрушения СССР Азербайджан снова стал центром мирового внимания в области мировой нефтяной промышленности и был заключен контракт века среди ведущих держав нашей планеты, в котором приняли участие около тридцати стран.

В Азербайджане, в том числе и по этому региону, существует ряд геологических карт, схожих в общих очертаниях по расположению основных нефтяных структур и резервуаров (Рис. 1.2.1.1.1 и 1.2.1.1.2). Пробуренные скважины на нефть и газ на основе подобных карт, кроме Мурадханлинского района, в этом регионе оказались „пустыми“, и всё это свидетельствуют

о том, что не были учтены все аспекты, в том числе и геодинамические, при составлении геологических карт.

Во второй половине прошлого столетия, несмотря на открытие крупных нефтяных и газовых месторождений в шельфовой зоне Каспийского моря и на суше, добыча нефти в Азербайджане сократилась почти наполовину. Особенно быстрыми темпами происходило падение добычи нефти на суше. Главной причиной падения добычи нефти на суше является истощение ограничено распространённого Средне-плиоценового комплекса (продуктивной толщи). Установленные низкие перспективы нефтегазосности миоцен-олигоценых отложений в западной части Куринской депрессии заставили основные надежды выявления новых нефтегазовых месторождений связать с эоцен-мезозойскими отложениями в западной и центральной частях региона. Эти надежды базировались на положительных результатах, полученных на отдельных площадях расположенных на краевых зонах региона (Советляр, Дальмамедлы и др.). Применение метода общей глубинной точки (МОГТ) позволило осветить тектонику структурного нижнего палеогенового мезозойского этажа и за короткий срок выявить в большом количестве мезозойские структуры. К сожалению, перспективы всех этих структур в результате проведения разведочного бурения на площадях Караджалы, Карабуджаг, Сор-Сор, Джарлы, Среднекуруинская, Шорсулу, Саатлы, Мильская, Ширинкум были по существу перечёркнуты. Единственной нефтеносной площадью

оказалось Мурадханлинское поднятие вулканогенных пород. Однако, выявленные здесь залежи нефти в отложениях Чокрака, Эоцена и верхах Мезозоя относятся к литолого-стратиграфическому типу ловушек, т.е. рифовым построениям. К тому же, существовавшее и существующее в практике поиска месторождений нефти и газа определённое недоверие к ловушкам литолого-стратиграфического типа, т.е. рифовым построениям, значительно затягивает их открытие.

1.2.1.2. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В настоящее время площадь исследования является одним из хорошо изученных геофизическими методами регионов Азербайджана (Рис. 1.2.1.2.1÷12) в пределах кайнозойского комплекса отложений и верхов мезозоя.

Гравиразведка

Историю изучения площади исследования гравиметрическим методом, исходя из точности и разрешающей способности метода, можно разделить на четыре этапа:

I этап – рекогносцировочные маятниковые и вариометрические съёмки;

II этап – общие (1 мГал-ной) съёмки;

III этап – детальные (0,5 мГал-ной) съёмки;

IV этап – высокоточные (0,25 мГал-ной) съёмки.

Первый этап охватывает 1929 – 34 гг., когда различными нефтегазоразведочными организациями площадь была покрыта маятниковой съёмкой. В результате этих работ были составлены гравиметрические карты в различных редуциях, в масштабе 1:1 000 000, с сечением изоаномал 10 и 20 мГал. Поскольку в последствии площадь была перекрыта значительно более точными гравиметрическими наблюдениями, результаты маятниковой съёмки для целей геологической интерпретации полностью потеряли свое значение.

Вариометрическая съёмка проводилась параллельно с маятниковой, результаты которых обобщены в 1936 г. А.А. Путкардзе и Б.В. Вихревым. Эти работы для площади работ оказались неэффективными, по-видимому, из-за отсутствия крупно амплитудных разрывных нарушений.

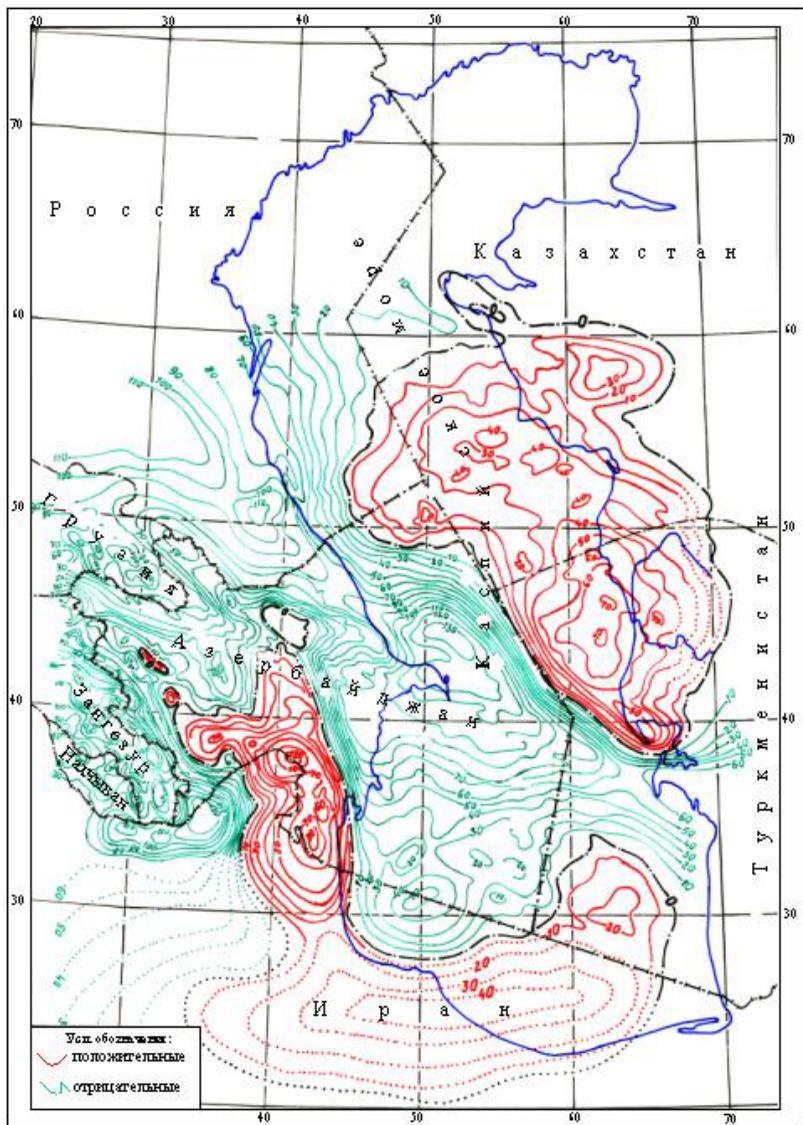


Рис.1.2.1.2.1. Гравиметрическая карта в редукции Буге ($\sigma=2300 \text{ кг/м}^3$)

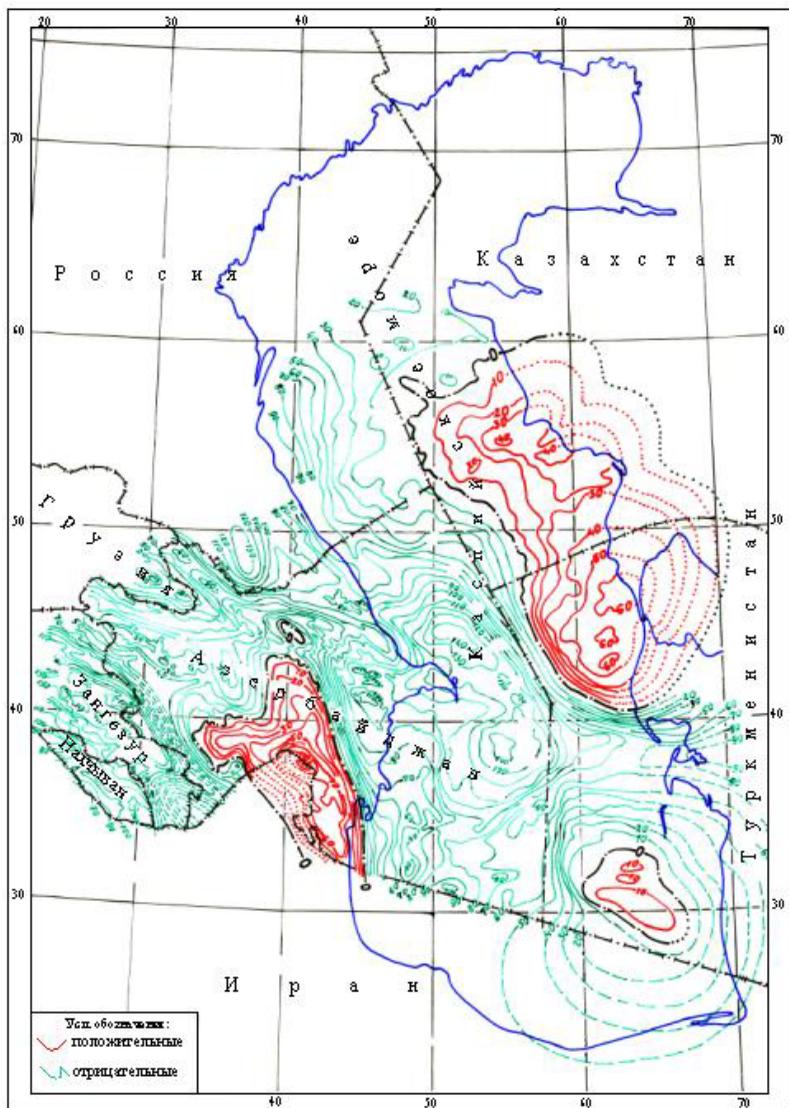


Рис.1.2.1.2.2. Гравиметрическая карта в редукции Буге ($\sigma=2670 \text{ кг/м}^3$)

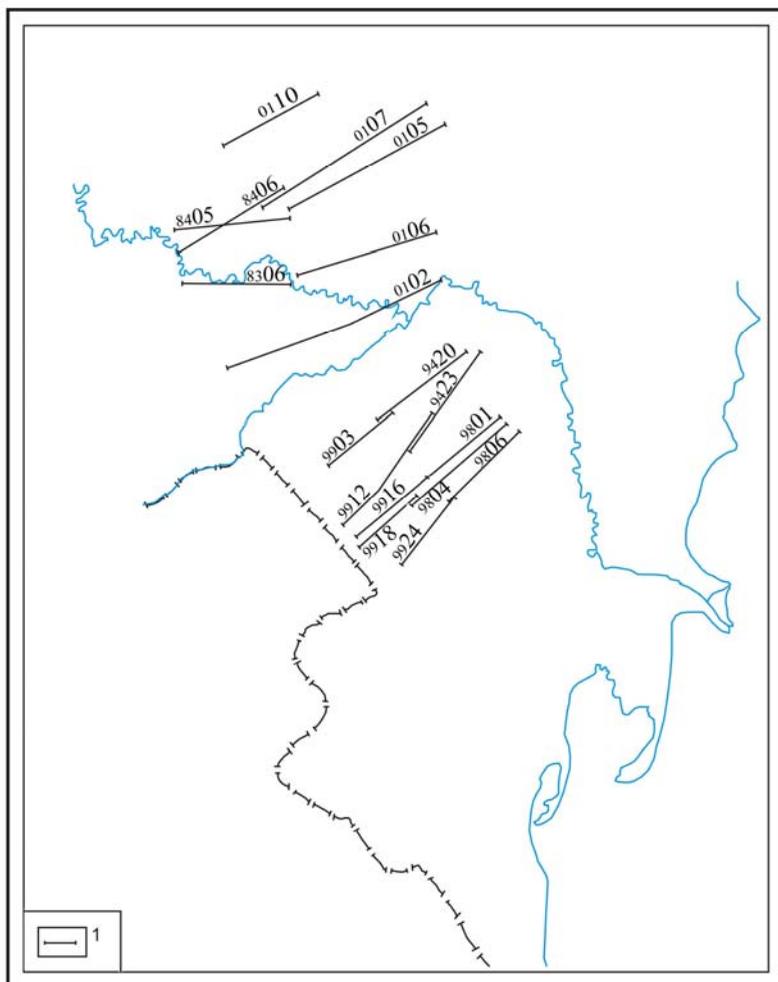


Рис.1.2.1.2.3. Схема расположения высокоточных гравиметрических профилей (в окрестности Мугано-Гарабахского максимума)

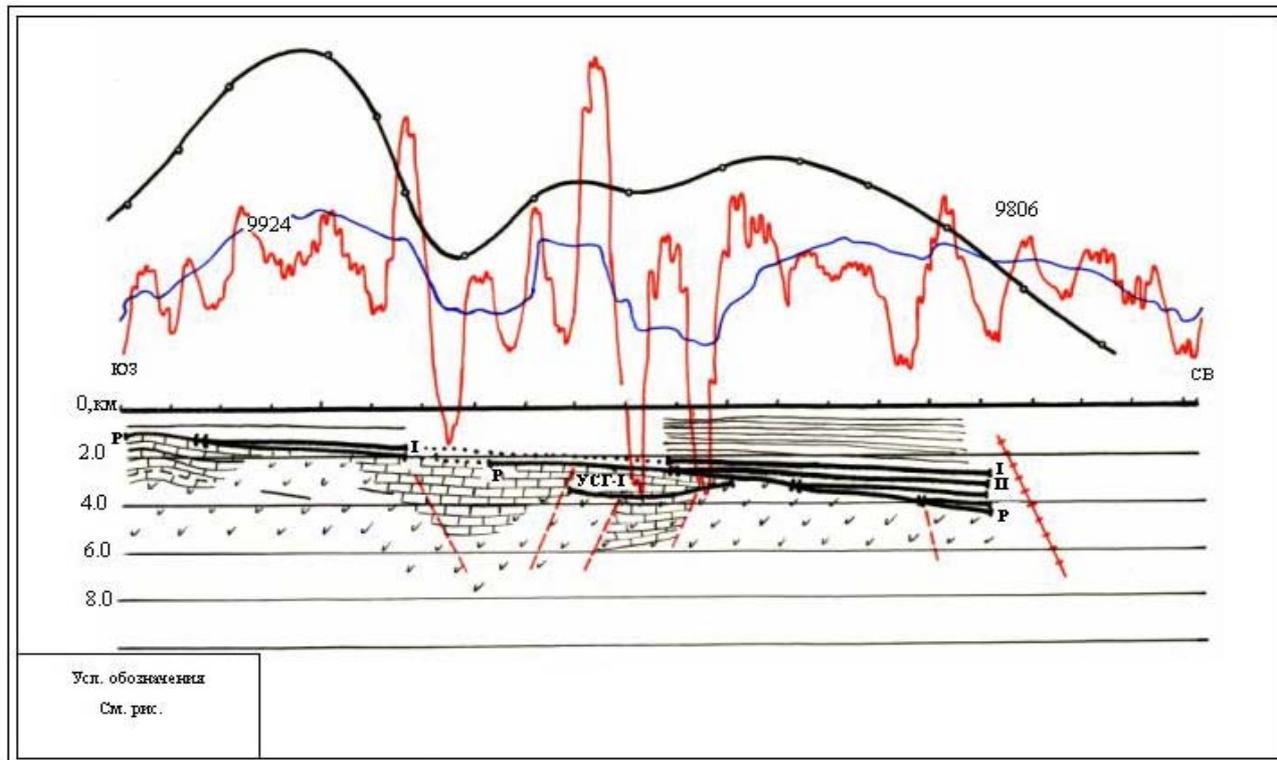


Рис.1.2.1.2.4. Геолого-геофизический разрез

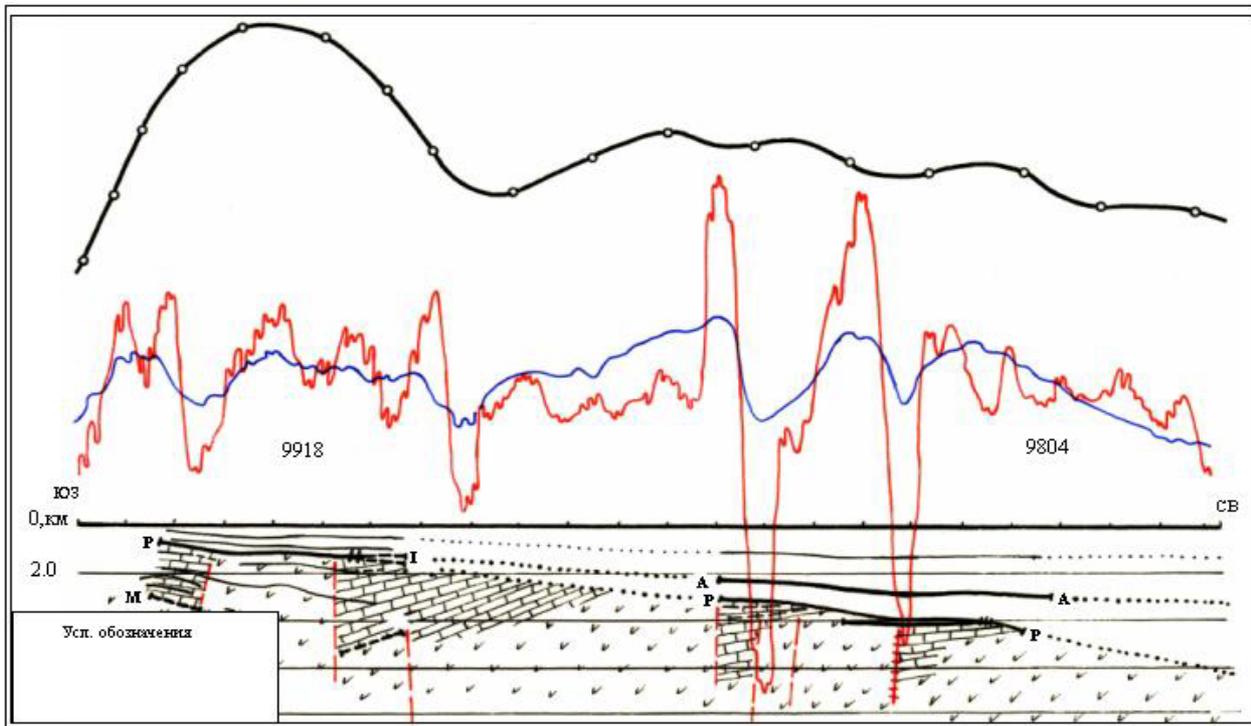


Рис.1.2.1.2.5. Геолого-геофизический разрез

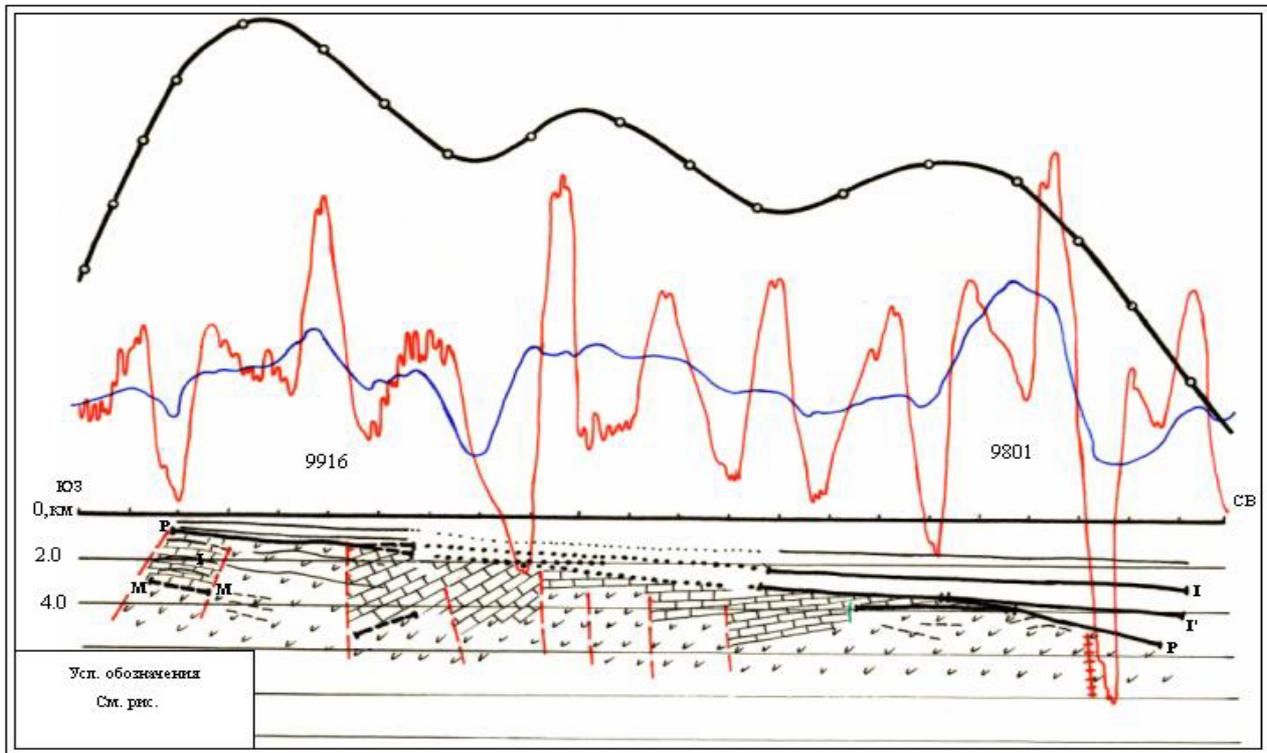


Рис.1.2.1.2.6. Геолого-геофизический разрез

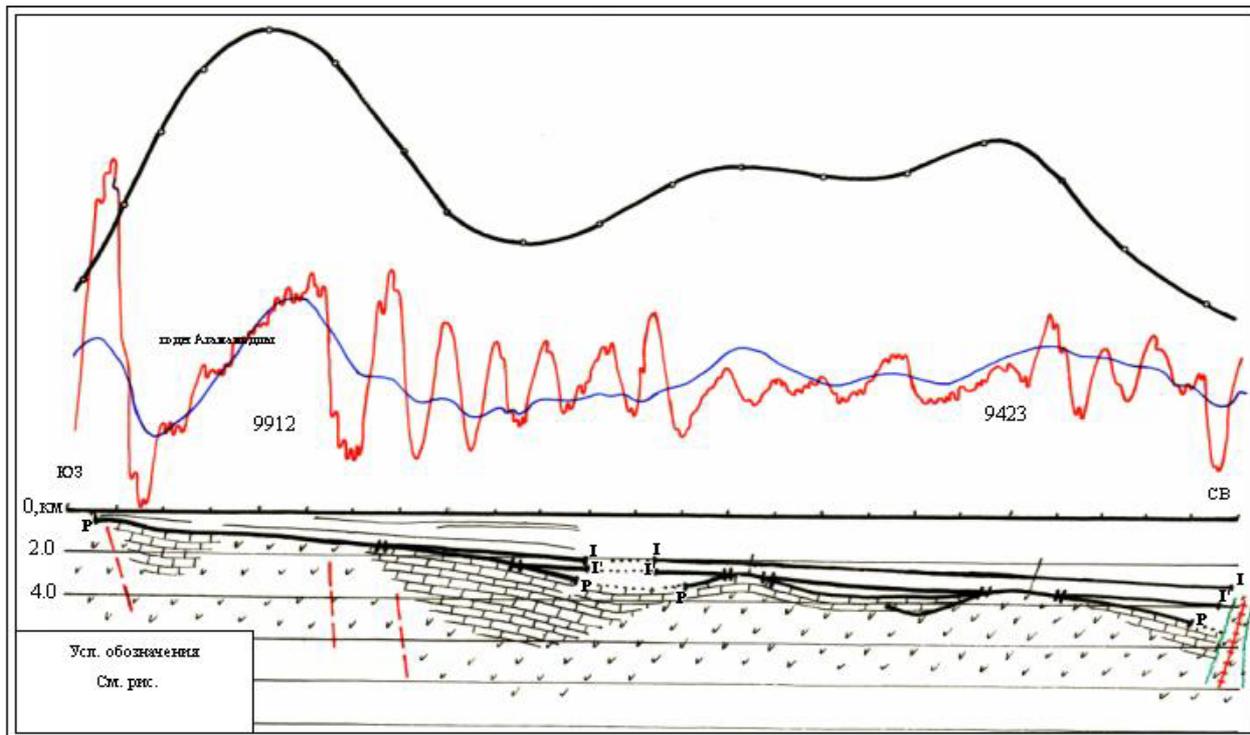


Рис.1.2.1.2.7. Геолого-геофизический разрез

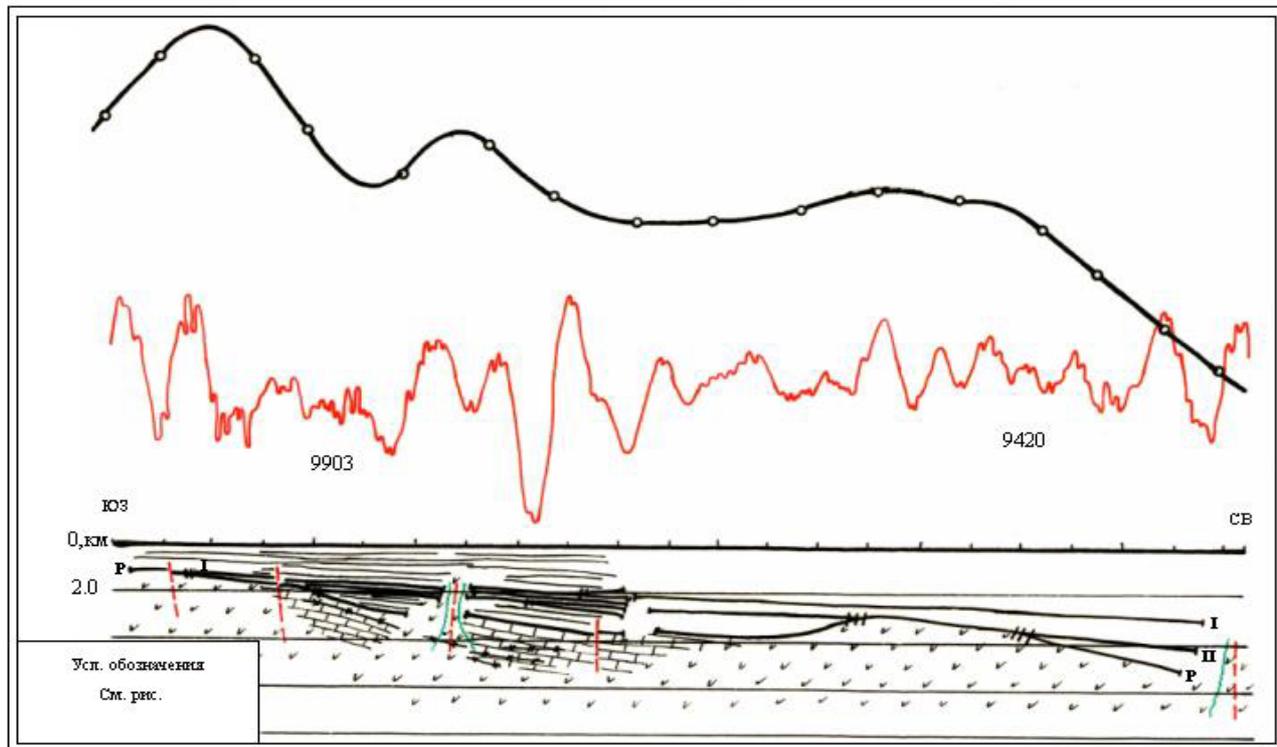


Рис.1.2.1.2.8. Геолого-геофизический разрез

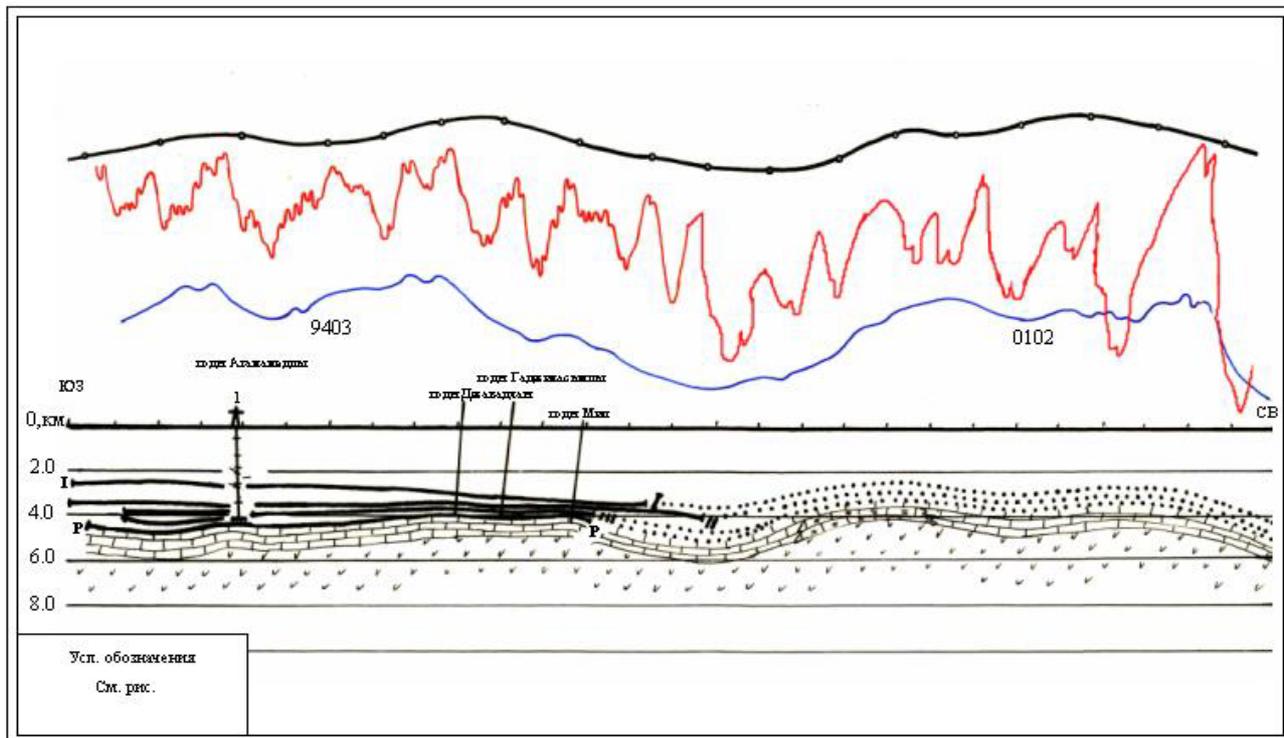


Рис.1.2.1.2.9. Геолого-геофизический разрез

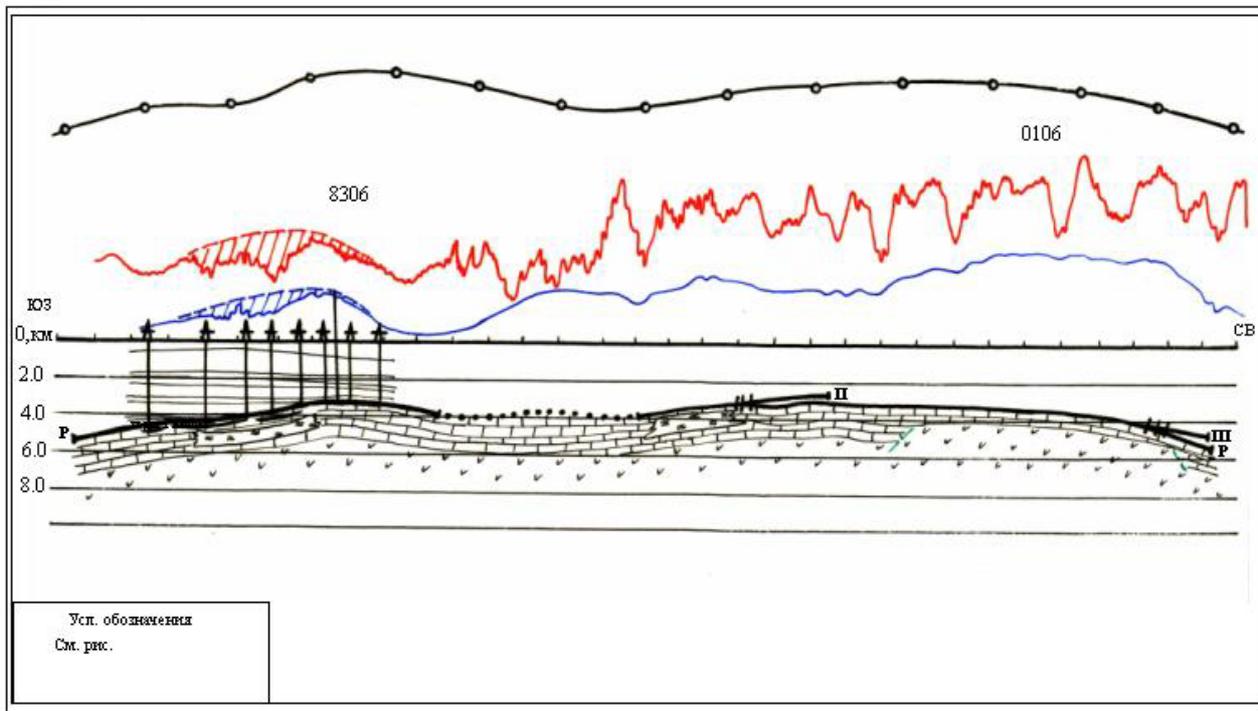


Рис.1.2.1.2.10. Геолого-геофизический разрез

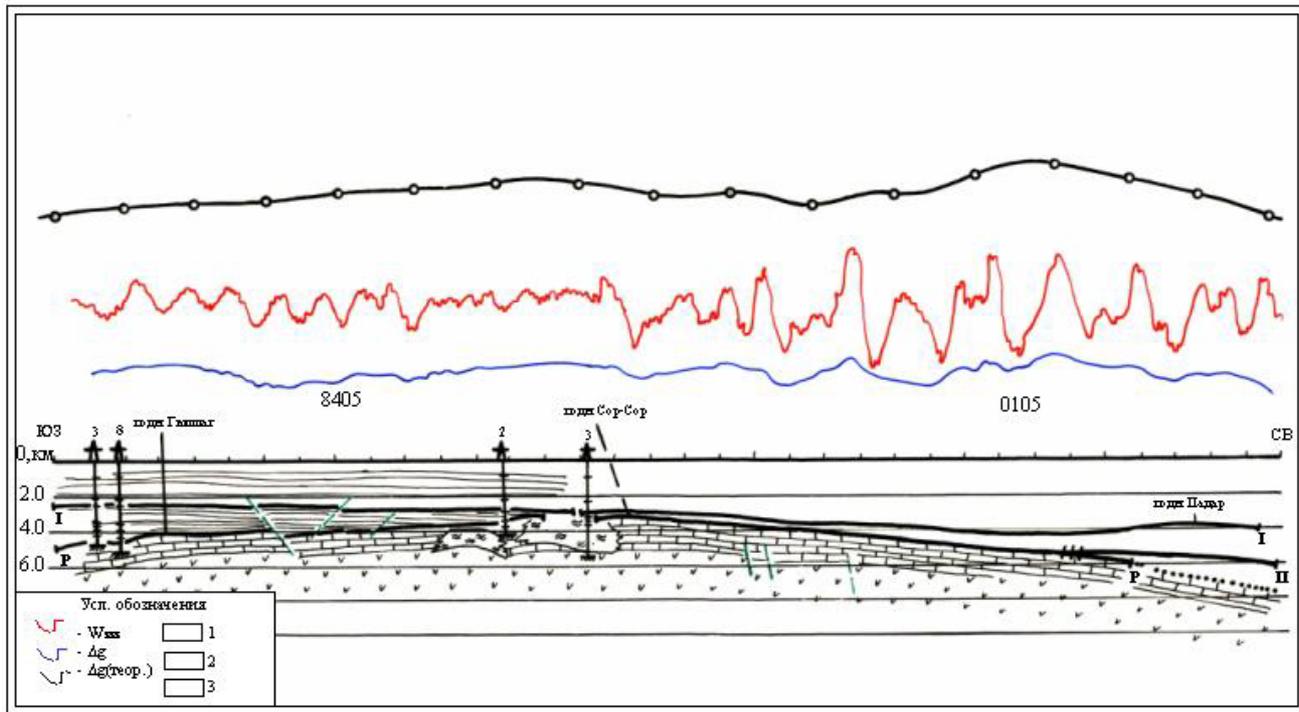


Рис.1.2.1.2.11. Геолого-геофизический разрез, 1-известняки, 2-риффы, 3-магма

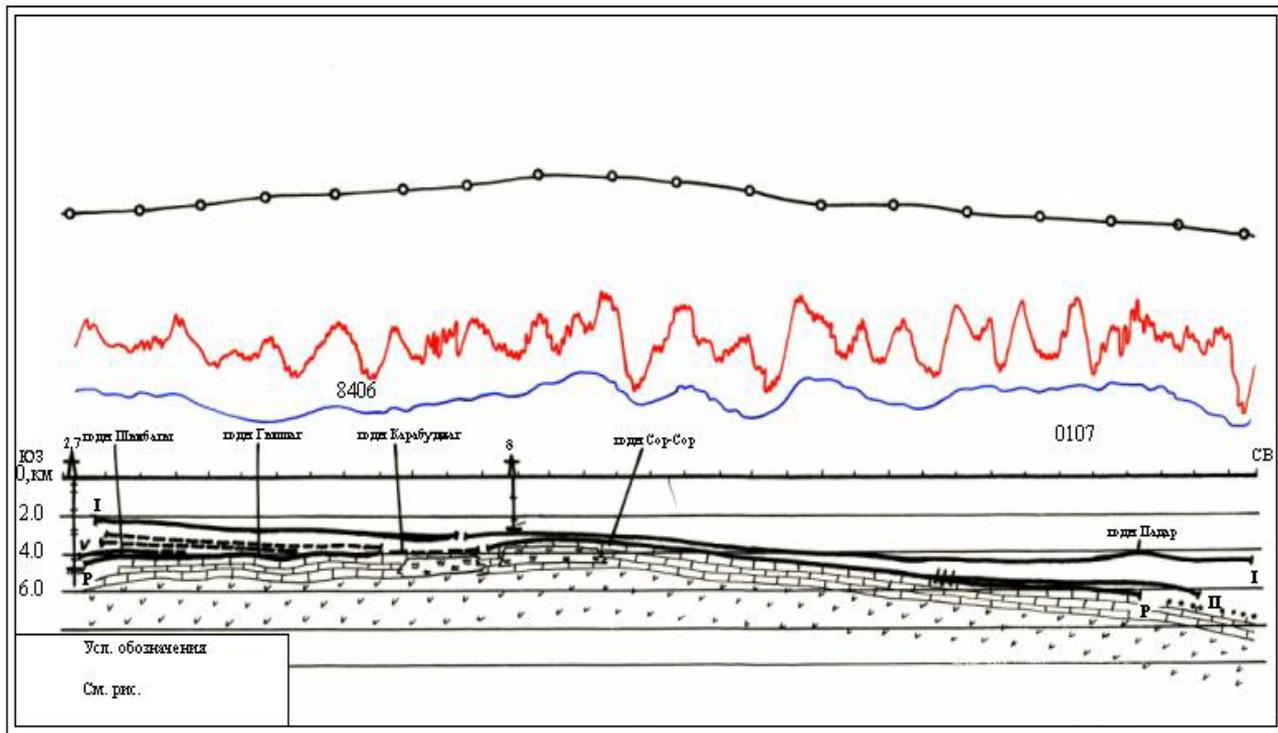


Рис.1.2.1.2.12. Геолого-геофизический разрез

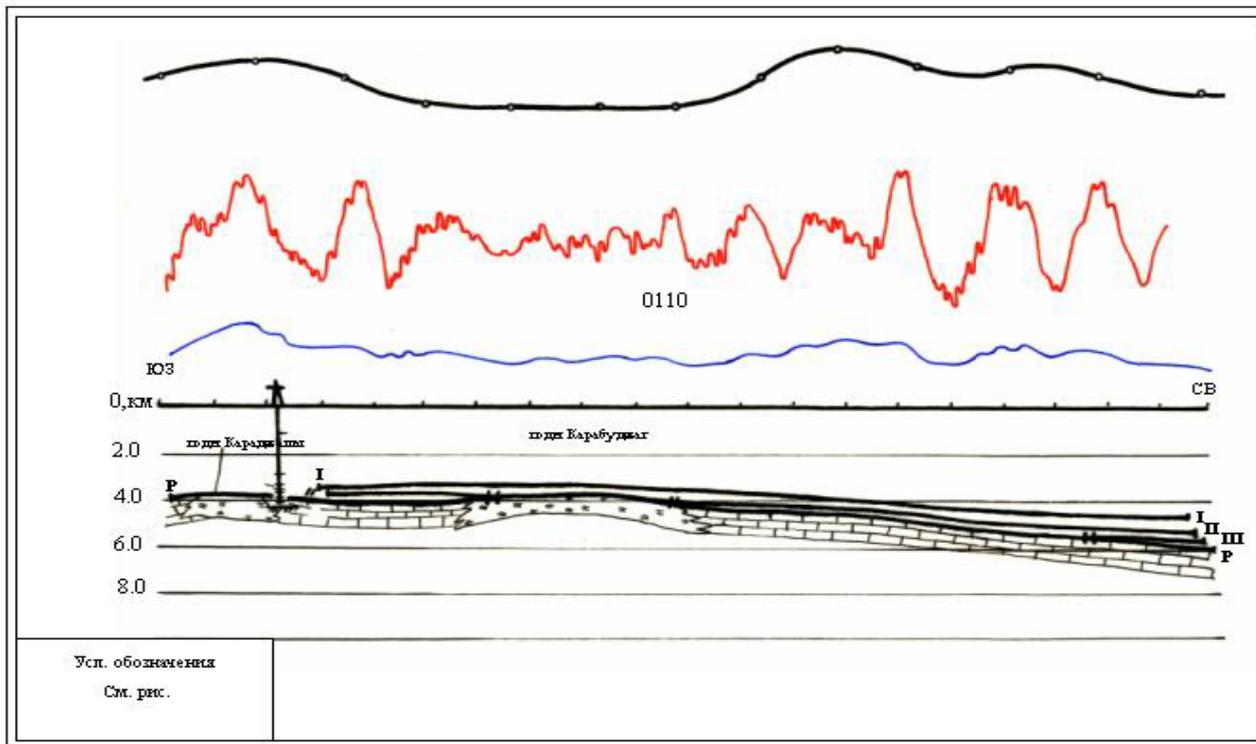


Рис.1.2.1.2.13. Геолого-геофизический разрез

II этап общей съёмки со статистическими гравиметрами охватывает 1948 – 62 гг., когда завершился анализ и обобщение полученного материала (А.А. Пишнамазов, 1962 г.). В результате этих работ были составлены по участкам гравиметрические карты в редукции Буге в масштабе 1:100 000.

В 1952 г. по данным этой съёмки И.О. Цимельзоном была составлена сводная гравиметрическая карта Азербайджана в редукции Буге масштаба 1:500 000 с двумя значениями промежуточного слоя ($\sigma=2\ 300\ \text{кг/м}^3$ и $\sigma=2\ 670\ \text{кг/м}^3$) и путём анализа, обобщения и переинтерпретации гравиметрической карты также составлена тектоническая схема нефтегазоносных областей Азербайджана, в том числе и района настоящих исследований по поверхности консолидированной коры и мезозоя. При этом И.О. Цимельзон придерживался концепции унаследованности, в общих чертах, тектоники мезозоя от поверхности консолидированной коры. По мнению автора монографии, именно отсюда началось неправильное представление о тектонике района исследований, и до бурения СГ – 1 эти представления являлись главными при интерпретации и других геофизических материалов.

III этап гравиметрических работ соответствует 1965 – 82 гг. и начался со специальных работ, проведённых вдоль региональных профилей ГСЗ и КМПВ в 1965 г. (А.А. Пишнамазов, 1965 г.). Результаты, полученные на этом этапе, были обобщены

ны, проанализированы и переинтерпретированы в 1974 – 75 гг. (Т.М. Тагиев, 1976 г.).

IV этап начинается с 1972 г. и завершается в 2003 г. (И. Искендеров, Ф. Кадиров). В конце этого этапа автором этой монографии были проанализированы и обобщены материалы, в результате чего составлена карта тектонического районирования южной части Азербайджана по нефтегазоносности.

Магниторазведка

Магниторазведочные работы выполнялись параллельно с гравиметрическими, результаты их использовались для истолкования геологической природы гравитационных аномалий.

Магнитометрические данные неоднократно были обобщены и переинтерпретированы, как качественные, так и количественные.

В 1965 г. Б.Э. Хесиным была составлена сводная карта изодинам Азербайджана в масштабе 1:500 000, где он предложил схему блокового строения республики.

Электроразведка

Первые электроразведочные работы проводились в Куринской впадине в 1931 – 32 гг. с целью выяснения возможностей решения геологической задачи. В последующие годы (1933 – 37 гг.) в Нижнекуринской впадине, с охватом её юго-западного борта, проводились работы с целью изучения глубинной тектоники. В 1937 – 38 гг. А.Н. Корневым обобщены материалы электроразведки по Кура-Аразской низменности.

В 1966 – 67 гг. были отработаны два региональных профиля методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) с целью выяснения возможностей метода для изучения строения земной коры, и в результате был сделан вывод об эффективности работ для решения поставленной задачи. Рекогносцировочными электроразведочными работами, проведёнными в Джалилабадской области, были выделены два антиклинальных пояса: Билясувар – Джалилабадский и Пушкино – Новоголовская.

В 1971 г. Управлением Геологии Азерб. ССР были отработаны в Приаразской зоне методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Были выделены погребённые поднятия, наличия которых были подтверждены сейсморазведкой.

В 1971 – 73 гг. трестом „Азербайтнефтьгеофизика“ были отработаны три региональных профиля МТЗ, и на разрезах этих профилей выделены три опорных электрических горизонта, причём горизонт, приуроченный к консолидированной коре, оказался гипсометрически ниже, чем аналогичный горизонт, выделенный по данным сейсморазведки.

В 1981 – 82 гг. трестом „Азербайтнефтьгеофизика“ проводились площадные исследования методом МТЗ в Приаразской зоне к западу от площади Карадонлу и Ширикюм. В результате этих работ прослежен высокоомный электрический горизонт, который приурочен к мезозою.

Сейсморазведка

Сейсморазведочные работы в Куринской впадине проводятся с 1935 г. по настоящее время. За данный промежуток времени сейсморазведка прошла три этапа развития.

I этап охватывает период с 1935 по 1966 гг., когда проводилась осциллографическая запись сейсмических сигналов в виде коротко протяжённых отражений.

II этап охватывает 1967 – 71 гг. и характеризуется применением промежуточной магнитной записи сейсмических сигналов и аналоговых обрабатывающих машин, позволяющих получить временные сейсмические разрезы.

III этап охватывает период с 1971 г. по настоящее время и характеризуется применением многократных систем полевых наблюдений. Переход на цифровую регистрацию сейсмических сигналов и на прогнозирование геологического разреза, начатого трестом „Азернефтьгеофизика“ в 1980 г., по-видимому, стал новым и более совершенным этапом развития сейморазведки.

I и II этапы характеризуются, в целом, слабой эффективностью сейсморазведочных работ, т.к. сейсмические материалы, полученные на этих этапах, не обеспечивали решения поставленной геологической задачи, особенно, задачи выявления литолого-стратиграфических ловушек. Однако, в 1963 г. специальными опытно-производственными работами в Муганской моноклинали были прослежены доминирующие горизонты и зоны выклинивания продуктивной толщи, залегающие на небольшой глубине.

В настоящее время рассматриваемый регион полностью покрыт детальной сетью профилей МОГТ с различной плотностью.

С целью изучения скоростной и волновой модели среды проведены сейсмокаротаж (СК) и вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП). Результаты СК и ВСП способствовали значительному повышению надёжности геологической интерпретации сейсмического материала.

Региональные сейсмические исследования с целью изучения глубинного строения региона проводились в 1957 – 67 гг. методом ГСЗ и КМПВ, а в 1970 – 74 гг. КМПВ. Результаты этих исследований дважды (в 1966 и 1975 гг.) были обобщены и представлены в виде структурной схемы поверхности консолидированной коры в масштабе 1:500 000, сейсмическими разрезами, отображающими строение низов осадочного чехла и поверхности консолидированной части земной коры.

ГЛАВА II. МЕТОДИКА ТРАНСФОРМАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ПОЛЯ

Гравитационное поле исследуемого региона имеет довольно сложный характер. На суше расположен интенсивный (амплитуда более 200 мГал) МГРМ, отделённый от относительно спокойного гравитационного поля ЮКРМ резкой градиентной зоной (10-11 мГал/км). Эта градиентная зона известна в литературе как Талыш-Вандамская ступень. Геометрия гравитационного поля связана со сложнейшим геологическим строением исследуемого региона, который сложен сильно дислоцированным и при этом метаморфизованным комплексом пород разного геологического времени развития Земли, к тому же раздробленного разнонаправленными разломами глубокого заложения. Детальное изучение природы гравитационных аномалий исследуемого региона с целью уточнения глубинной тектоники, выявления отражения геодинамических процессов в гравитационном поле и т.д. требует разделения полей методами изотропных и анизотропных трансформаций и определения параметров глубинных разломов. Ниже приводится методика изотропных и анизотропных трансформаций потенциальных полей и подбора параметров глубинных разломов /52÷57/.

2.1. ИЗОТРОПНЫЕ ТРАНСФОРМАЦИИ

Разделение гравитационного поля выполнено по пакету программ "IZOTR", разработанных **незабвенным учителем моим, покойным профессором Т.С. Амირаслановым (1973)** для ЭВМ и переработанным мною и моей супругой Надеждой Михайловной Аслановой (1995) для персональных компьютеров ("IZOTRPK"). Этот пакет программ позволяет выполнить изотропные трансформации всеми методами, которые использованы в работе /1/. В связи с тем, что в данной монографии не рассматривается методика, как защищаемое положение, методика трансформации потенциального поля использована так, как в работе /1/, здесь приводится краткое содержание с объяснением формул, на основе которых составлены алгоритмы программ:

1. Осреднение

а) региональный фон

$$\bar{g}(0) = \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n g_{ij}}{mn} \quad (2.1)$$

б) локальные аномалии

$$\Delta g_{\text{лок}}(0) = \Delta g(0) - \Delta \bar{g}(0) \quad (2.2)$$

где $\Delta g_{\text{лок}}(0)$ – значение поля в центре палетки (в мГал);

g_{ij} – значение поля в узловых точках;

n – количество узловых точек;

m – число окружностей;

2. Остаточные аномалии Саксова-Нигарда

$$R(g) = \frac{\bar{g}(r_1) - \bar{g}(r_2)}{r_2 - r_1} 10(E) \quad (2.3)$$

3. Вторые вертикальные производные силы тяжести:

а) по формуле Элкинса

$$\frac{\partial^2 g}{\partial Z^2} = \frac{1}{G_0 r_1^2} \times [44g(0) + 16\bar{g}(r_1) - 2\bar{g}(r_2) - 48\bar{g}(r_3)] \quad (2.4)$$

б) по формуле Розенбаха

$$\frac{\partial^2 g}{\partial Z^2} = \frac{1}{24r_1^2} [96g(0) - 72g(r_1) - 32g(r_2) + 8g(r_3)] \quad (2.5)$$

4. Полный горизонтальный градиент

$$W_z = \sqrt{W_{xz}^2 + W_{yz}^2} \quad (2.6)$$

где:

$$W_{xz} \approx \frac{1}{12S} [g(-2,S,0) - 8g(-S,0) + 8g(S,0) - g(2,S,0)] \quad (2.7)$$

$$W_{yz} \approx \frac{1}{12S} [g(0,-2,S) - 8g(0,-S) + 8g(0,S) - g(0,2,S)] \quad (2.8)$$

горизонтальные градиенты по осям X и Y.

5. Аналитическое продолжение поля:

а) в верхнее полупространство по формуле Пуассона:

$$g(0,0,-z) = \sum_{i=1}^n \bar{g}(r,0,0) \left(\frac{Z_0}{\sqrt{Z_0^2 + r_i^2}} - \frac{Z_0}{\sqrt{Z_0^2 + r_{i+1}^2}} \right) \quad (2.9)$$

где $\bar{g}(r,0,0)$ – среднее значение поля по i -му радиусу (r_i); Z_0 – высота аналитического продолжения;

б) в нижнее полупространство по теореме Гаусса о среднем значении гармонической функции со сглаживанием:

$$g(0,0,z) = 6g(0,0,0) - g(-z,0,0) - g(0,-z,0) - g(0,z,0) - g(z,0,0) - g(0,0,-z) \quad (2.10)$$

6. Вычисление разности между значениями полей на двух уровнях высот в верхнем полупространстве

$$\Delta g_{\text{ост.}} = g_{-z_0} - g_{-z_0 - \Delta z} \quad (2.11)$$

где g_{-z_0} и $g_{-z_0 - \Delta z}$ – значение Δg на уровнях $-Z_0$ и $(-Z_0 - \Delta Z)$ в верхнем полупространстве.

7. Вычисление разности между исходным полем $\Delta g_{\text{набл.}}$ и полем на уровне $+Z$ в нижнем полупространстве

$$\Delta g_{\text{ост.}} = g_{+Z} - g_{\text{набл.}} \quad (2.12)$$

8. Псевдомагнитные аномалии по теореме Пуассона

$$J_{\text{н.м}} = \frac{J}{f\sigma} \frac{\partial g}{\partial h} \quad (2.13)$$

где J – интенсивность намагничивания; σ – эффективная плотность; f – гравитационная постоянная; $\frac{\partial g}{\partial h}$ – вертикальная производная гравитационного поля.

Пакет программы "IZOTRPK" позволяет выполнить все необходимые трансформации при заданных параметрах преобразования и выводить карты трансформант в виде таблицы или матрицы. Построение карт трансформант производится в любом масштабе, используя стандартные программы.

Наиболее сложным является вопрос выбора параметров преобразования поля. В работе /49/ рекомендовано использовать формулу для выбора внешнего радиуса осреднения:

$$R \geq h \sqrt[3]{\sqrt{(\Delta g_{\max} / g_x)} - 1} \quad (2.14)$$

где h – средняя глубина залегания центра аномалиеобразующих масс, Δg_{\max} – максимальный ожидаемый гравитационный эффект, g_x – точность съёмки.

Более обоснованный с точки зрения теории фильтрации критерий предложен С.А. Серкеровым /70,71/. Согласно этой работе определение радиусов корреляции локальных аномалий и фона помех и их амплитуд позволяет выбрать оптимальные фильтры для выделения локальных аномалий. Однако из-за отсутствия опорных данных сейсморазведки о структурах глубинного строения исследуемого региона разделение полей выпол-

нено при различных внешних радиусах и параметрах трансформаций. Результаты разделения полей приводятся в разделе 4.2.

2.2. АНИЗОТРОПНЫЕ ТРАНСФОРМАЦИИ

Фундамент исследуемого региона имеет сложнейшее тектоническое строение. По мнению многих исследователей /65,67,87,102,103/ ЮКМ имеет океанический тип коры, т.е. здесь отсутствует кристаллический слой и мощный толщиной 25-30км осадочный чехол залегает на базальтовом слое. Базальтовый фундамент и осадочный чехол раздроблен многочисленными разломами разного порядка и направления. Западная часть ЮКВ, т.е. суша, характерна ещё более сложным глубинным строением, которое всесторонне описано в предыдущей главе. Все разломные зоны исследуемого региона, ограничивающие отдельные приподнятые или опущенные блоки земной коры, в гравитационном поле отображены зонами сгущения изоаномал, осложнёнными извилистыми выступами аномалий Δg . Проведённые исследования /52÷56/ показывают, что для выделения и трассирования глубинных разломов наиболее эффективным является применение анизотропных трансформаций. В этой связи для уточнения положения разломных зон исследуемого региона в данном масштабе нами впервые была применена методика анизотропного разделения полей.

Сущность анизотропных трансформаций заключается в вычислении разностей ΔS суммарных значений поля, попадающих на разные стороны от оси симметрии прямоугольной палетки, в зависимости от её угла поворота α и в определении максимумов кривой $\Delta S=f(\alpha)$, соответствующих разнонаправленным зонам разломов. Анизотропное разделение полей в работе выполнено по программе покойного проф. Т.С. Амирасланова "АТРАЗ", которая нами переведена на IBM ("АНИТРПК").

2.2.1. АЛГОРИТМ ПРОГРАММЫ "АНИТРПК"

Выбираются две системы: одна система – неподвижная, где находится матрица данных с равномерно интерполированными значениями поля; вторая система – вращающаяся, где находится прямоугольная палетка. При повороте палетки значения в узловых точках её по исходной матрице данных g_{ij} интерполируются, в режиме определения горизонтального градиента вычисляется разность δg суммарных значений Δg , попадающих на разные стороны прямоугольной палетки относительно оси её симметрии, тем же самым осуществляется подавление помех, обусловленных локальными неоднородностями верхней части геологического разреза. Анизотропные трансформации, кроме подавления помех, благодаря их особенности азимутальной избирательности, из-за вытянутости палетки в одном направлении,

позволяют также трассировать градиентные зоны Δg в зонах пересечения глубинных разломов, чем, кстати, не обладает метод полного горизонтального градиента при изотропных трансформациях. Поскольку в пределах исследуемого региона выполнена, в основном, съёмка 1:500 000 масштаба, нами анизотропные трансформации наблюдаемого поля Δg выполнены, в основном, для трассирования глубинных разнонаправленных разломов.

Методика выбора параметров анизотропной палетки проанализирована в работах /53,111/. Как описано в этой методике за ширину прямоугольной палетки берётся чётное количество противоположных фаз подавляющего сигнала, т.е. локальных неоднородностей, а длина палетки должна быть в 3-4 раза больше её ширины. В условиях исследуемого региона оптимальной оказалась палетка шириной 20 км и длиной 75 км.

Следует отметить, что программа "ANITRPK" позволяет также выполнить анизотропные трансформации при заданном направлении, что является необходимым для выделения поперечных (антикавказских) сравнительно слабо отображенных в гравитационном поле разломов.

В результате работы программы "ANITRPK" выдаются значения трансформаций в виде карты, соответствующие мак-

симальным значениям $\frac{\delta g}{\delta S}$ угла поворота палетки (результаты

анизотропной трансформации приводятся в разделе 4.1).

2.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ РАЗЛОМОВ

Определение параметров глубинных разломов является одной из архисложных проблем геофизической разведки. Основными параметрами глубинных разломов, оцениваемыми по геофизическим данным, являются: глубины залегания верхней (Z_1) и нижней (Z_2) кромок приподнятого блока и положение плоскости сбрасывателя глубинного разлома (α) /53/. При этом предполагается, что разломы сформированы в результате квази-вертикальных движений слоёв земной коры различной толщины и литофации по плоскости сбрасывания.

Проведённые теоретические исследования по оценке характеристик глубинных разломов по гравиметрическим данным показывают, что определение параметров глубинных разломов возможно лишь при известной плотностной модели земной коры /53/. Самыми простыми моделями блоков земной коры являются модели вертикальной или наклонной ступеней, двухмерных вертикальной или наклонной призм, также трёхмерной вертикальной или наклонной призм с избыточной постоянной плотностью.

В работе /53/ для определения параметров глубинных разломов принимается модель вертикальной плоскости с избыточной постоянной плотностью: составлены специальные билло-

габаритные палетки для их определения при известных горизонтальных размерах (ширина и длина) блоков.

В ходе применения метода палетками при $\Delta\sigma = \text{const}$ определяются параметры вертикальной ступени. В работах /54,55/ покойным проф. Т.С. Амираслановым предложено использовать метод характерных точек для оценки параметров глубинных разломов при наличии априорной информации о плотностях пород и глубине залегания верхних кромок блоков земной коры. В качестве характерной точки взята точка $W_{XZ} \rightarrow \text{max}$. Для оценки глубины залегания нижней кромки вертикальной двумерной призмы получена формула /54/:

$$Z_2 = 2aZ_1 \sqrt{\frac{\exp\left(\frac{W_{XZ}}{f\sigma}\right)}{4a^2 + Z_1^2 \left[1 - \exp\left(\frac{W_{XZ \max}}{f\sigma}\right)\right]}} \quad (2.3.1.)$$

где a – ширина двумерной призмы;

σ – избыточная плотность;

f – гравитационная постоянная.

Составлены специальные номограммы /52/ для оценки глубины залегания нижней кромки Z_2 вертикальных блоков земной коры методом характерных точек.

В настоящее время для подбора сложных гравитационных моделей применяются компьютеры. В работах В.Н. Страхова, В.И. Старостенко, Е.Г. Булаха, Е.А. Мудрецово́й, Г.Я. Голиздры и ряда других исследователей разработаны основные прин-

ципы и алгоритмы оценки параметров возмущающих масс /109÷112/. Что касается оценки параметров глубинных разломов исследуемого региона методом подбора, то она выполнена по программам Т.С. Амирасланова. В основном разработано два пакета программ:

- для подбора параметров глубинных разломов при эффективной постоянной плотности приподнятого блока (RAZLOM);
- для подбора параметров глубинных разломов при экспоненциальном законе изменения плотности с глубиной (BLOK).

В рамках настоящей монографии доработаны программы RAZLOM и BLOK, позволяющие определить параметры глубинных разломов и блоков земной коры по гравитационным моделям: вертикальной и наклонной ступеней; двухмерной и трёхмерной вертикальных призм.

Алгоритм программы RAZLOM заключается в следующем.

Предположим, что вид гравитационной модели заранее определен (например, гравитационная ступень), т.е.

$$\Delta g = f\sigma\Phi(X; Z_1; Z_2; \alpha) \quad (2.3.2)$$

где σ – избыточная плотность;

Z_1 и Z_2 – глубина залегания верхней и нижней кромок ступени;

α - угол плоскости сбрасывания.

Пусть наблюдаемая кривая $\Delta g_{\text{набл}}$ вкост профиля приведена к нулевому уровню /103/. Тогда логарифмируя (2.3.2), получим:

$$\ln \Delta g = \ln \sigma + \ln \Phi(X; Z_1; Z_2; \alpha) \quad (2.3.3)$$

Мерой того, что кривые $\ln \Delta g_{\text{набл}}$ и $\ln \Phi(X; Z_1; Z_2; \alpha)$ совпадают или эквивалентны служит максимум коэффициента линейной регрессии, т.е.

$$R(\ln \Delta g_{\text{набл}}, \ln \Phi) = \frac{\sum_{i=1}^n (\ln \Delta g_{\text{набл},i} - \bar{\ln \Delta g_{\text{набл}}}) [\ln \Phi(X_i, \dots) - \bar{\ln \Phi(X_i, \dots)}]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (\ln \Delta g_{\text{набл},i} - \bar{\ln \Delta g_{\text{набл}}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n [\ln \Phi(X_i, \dots) - \bar{\ln \Phi(X_i, \dots)}]^2}} \rightarrow \max \quad (2.3.4)$$

где $\ln \Delta g_{\text{набл}}$ и $\bar{\ln \Phi(X_i, \dots)}$ – среднее значение наблюдаемых и теоретических значений гравитационного поля; $n = 1, N$. Поскольку от параллельного перемещения кривых $\ln \Delta g_{\text{набл},i}$ и $\ln \Phi(x_i, \dots)$ значение коэффициента корреляции R не зависит, максимизируя коэффициент R можно произвести подбор параметров Z_1 и Z_2 . Для определения плотности σ вычисляется отношение, т.е.

$$\sigma = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} \Delta g_{\text{набл.}}(X) dx}{f \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(X, Z_1, Z_2, \alpha) dx} \quad (2.3.5)$$

Нами усовершенствован пакет программы RAZLOM путем введения новой гравитационной модели земной коры в виде двухмерной наклонной призмы сложной формы, т.к. применяемые при определении параметров глубинных разломов модели вертикальной призмы и гравитационной ступени недостаточно точно аппроксимируют криволинейную форму искомого блока. В этой связи использована специальная формула [1], описывающая сложную форму двухмерной призмы, которая имеет следующий вид:

$$\Delta g = f\sigma\Phi(X_1, X_2, Z_1, Z_2, \dots, X) \quad (2.3.6)$$

Эта формула пригодна также для вычисления Δg от двухмерного треугольника, т.к. при этом координаты двух узлов по плоскости X_1 (или X_2) совпадают. Таким образом, можно вычислить Δg от сложной формы двухмерного тела, разбивая его на элементарные треугольники и трапеции.

С целью подбора параметров глубинных разломов модель двухмерной призмы можно упрощать, принимая $\alpha=0$, т.е. $Z_2=\alpha$. Более простой, но приемлемой моделью изолированного блока является блок с одной наклонной плоскостью сбрасывания. При этом координаты верхнего основания могут быть приблизительно определены по априорным данным (бурения или сейсморазведки).

При переменной, зависящей только от глубины Z , плотности в линейном варианте $\Delta\sigma(Z) = A_0 + B_0 Z$ и интеграл

$$\Delta g = 2f \iint_s \frac{\Delta \sigma(Z) \times Z d\xi d\zeta}{(X - \xi)^2 + \zeta^2} \quad (2.3.7)$$

выражается в эмпирических функциях. Однако, как указано в работе /53/, линейная модель изменения плотностей пород при определении параметров глубинных разломов не применима. А в случае изменения $\Delta \sigma$ с глубиной по экспоненциальному закону интеграл (2.3.6) не выражается в элементарных функциях.

Интеграл (2.3.7) с учётом формулы (2.3.6) можно представить в виде суммы:

$$\Delta g(X) = \lim_{n \rightarrow \infty} \sum_{i=1}^n \sigma(X_i) \sum_{K=1}^m \Phi(X_K, X_{K+1}, Z_K, Z_{K+1}, \dots, X) \quad (2.3.8)$$

где m – число трапеций или треугольников.

Для определения параметров блоков земной коры исследуемого региона нами усовершенствован пакет программы RAZLROM введением программы RAZLOMN2, производящей подбор параметров по моделям двухмерной наклонной призмы.

Принимая $X_1=0$, предположим, что координаты узлов верхней грани призмы $(X_{1,1}; Z_{1,1})$ и $(X_{1,2}; Z_{1,2})$ закреплены. Составим уравнение линии для верхней грани

$$\zeta = Z_{1,1} + \frac{Z_{1,2} - Z_{1,1}}{X_{1,2} - X_{1,1}} \times X \quad (2.3.9)$$

Разобьем блок на две части в виде одной трапеции и одного треугольника, аппроксимирующего плоскость сбрасывания разлома. При значении $X_1=X_2$, $\zeta=Z$ получается, тогда можно опреде-

лить координаты двух нижних узлов трапеции $(0; Z_i)$ и $(X_2; Z_i)$, при $i=1$ и $Z_i=Z_{\text{нач}}$. Вычислим по формуле $\Phi_{\text{трапеция}}(X_{1,1}, \dots, X)$ функцию. Далее, определив координаты треугольника $(X_2; Z_2)$, $(X_2; Z_i)$, $(X_{1,2}; Z_{1,2})$ и $(X_2; Z_i)$, вычислим $\Phi_{\text{тр.угол.}}(X_2, \dots, X)$ по формуле. Суммируя гравиеффект трапеции и треугольника и умножая их суммы на $\sigma(Z_i)$, вычислим $\Delta g(X)$ по профилю. А затем, продолжая при заданных значениях Z_i цикл сначала по X , а далее по X_2 , можно определить параметры наклонного двухмерного блока, такие как $\Delta\sigma(Z)$, угол наклона и глубину залегания нижней кромки приподнятого блока.

Суть алгоритма этих программ заключается в вычислении коэффициента R и ошибки его вычисления, среднеквадратических отклонений $\Delta g_{\text{набл}}$ от $\Delta g_{\text{теор}}$ в логарифмическом масштабе при заданных предельных значениях глубин $Z_{1\text{нач}}$ и $Z_{2\text{кон}}$ и в выборе значений Z_1 и Z_2 , максимизирующих R .

Для практической работы по программе RAZLOMN2 необходимо выполнить следующие подготовительные работы:

- по результатам анизотропных трансформаций производится трассирование глубинных разломов;
- по морфологии наблюденного поля выбирается модель гравитирующего поля для перебора (вертикальная ступень, вертикальный блок, двухмерный блок, и т.д.);

- строится график $\Delta g(x)$ и снимается линейный фон, и значения Δg без линейного фона квантуются через равномерный шаг (Δx);
- задаются возможные пределы глубин:

$$Z_1^{\text{нач.}} \leq Z_1 \leq Z_2^{\text{кон.}} \quad \text{и} \quad (Z_1 + \Delta Z) \leq Z_2 \leq Z_2^{\text{max}} \quad (\text{где } \Delta Z - \text{ шаг}$$

перебора глубин Z_1 и Z_2) и угла наклона $\alpha_{\text{нач.}} \leq \alpha \leq \alpha_{\text{кон.}}$.

В результате работы программы RAZLOMN2 выдаётся информация о результатах перебора в виде таблицы.

ГЛАВА III. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ПОЛЯ

Изучение тектоники глубинного строения исследуемого региона тесным образом связано с совместной интерпретацией всех имеющихся геофизических данных, особенно данных гравиметрической съёмки для решения структурных задач необходимо привлечь и результаты магнитной съёмки. В то же время интерпретация данных магниторазведки чревата опасностью ложного истолкования литофациальных аномалий, как структурных, так и тектонических. В этой связи необходимо выполнить совместный анализ гравимагнитных данных с использованием имеющихся данных бурения, сейсморазведки и данных о физических свойствах горных пород.

Как было отмечено, по исследуемому региону и по прилегающим областям накоплен значительный объём геолого-геофизических данных, которые в определённой степени позволяют расшифровать сложную структуру метаморфизированного комплекса пород. Однако в исследуемом регионе не проанализированы корреляционно-статистические связи между различными геолого-геофизическими параметрами с целью комплексного изучения структуры глубокозалегающих слоёв. Ниже анализируются методики совместного и многомерного регрессионного анализов геофизических данных исследуемого региона.

3.1. СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ

Совместный анализ гравитационного и магнитного полей выполнен по методике „совместная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий“, разработанной в работах В.Н. Страхова, С.А. Серкерова, Г.И. Каратаева /90, 108, 109, 111, 112/. Эта методика основывается на применении теоремы Пуассона о связи потенциалов гравитационного и магнитного полей:

а) при вертикальном намагничивании

$$U = -\frac{J}{f\sigma} * \frac{\partial V}{\partial Z} = -\frac{J}{f\sigma} * V_Z = -\frac{J}{f\sigma} * g; \quad (3.1.1)$$

б) при косом намагничивании

$$U = -\frac{1}{f\sigma} \left(J_X * \frac{\partial V}{\partial X} + J_Y * \frac{\partial V}{\partial Y} + J_Z * \frac{\partial V}{\partial Z} \right) = \quad (3.1.2)$$
$$= \frac{1}{\partial Z} (J_X * V_X + J_Y * V_Y + J_Z * V_Z)$$

где J_X, J_Y, J_Z – проекция вектора намагничивания J по осям координат X, Y, Z ; f – гравитационная постоянная; σ – эффективная плотность.

При совместном анализе используются в основном карты Z изодинам и псевдомагнитных аномалий $Z_{\text{пм}}$, вычисленных по формуле

$$Z_{\text{пм}} = -\frac{\partial U}{\partial Z} = \frac{J}{f\sigma} * \frac{\partial g}{\partial Z} \quad (3.1.3)$$

где $\frac{\partial g}{\partial Z} = V_{ZZ}$ – первая вертикальная производная силы тяжести;

$\frac{J}{f\sigma} = K$ – параметр совместной интерпретации.

С целью определения K для изолированных тел В.Н. Страховым получена формула /108, 109/

$$K = \frac{\sqrt{\int_{-\infty}^{+\infty} Z^2(X) dX}}{\sqrt{\int_{-\infty}^{+\infty} \left(\frac{\partial g}{\partial Z}\right)^2 dX}} \quad (3.1.4)$$

Угол намагничения φ можно определить следующим образом:

$$\cos \varphi = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} Z(X) * g(X) dX}{\int_{-\infty}^{+\infty} Z(X) dX * \int_{-\infty}^{+\infty} g(X) dX} \quad (3.1.5)$$

Для изолированных тел для определения K и φ С.А. Серкеревым также выведены формулы, связывающие различные производные потенциалов U и V и их спектров /111, 112/.

При совместной интерпретации гравитационного и магнитного полей Г.И. Каратаев предлагает вычислить разность /73/:

$$\Delta Z = Z_{\text{ггм}} - Z_A \quad (3.1.6)$$

где Z_A – наблюдаемое значение Z составляющего магнитного поля; $Z_{ПМ}$ – псевдомагнитные аномалии, вычисляемые по формуле (3.1.3). При этом в зависимости от значения $\frac{J}{f\sigma}$ и разности ΔZ выполняется классификация аномалий $Z_A \Delta g$ на ”моногенетичные” (т.е. каждой гравитационной аномалии соответствует магнитная аномалия) и на ”амоногенетичные” (т.е. гравитационные и магнитные аномалии не совпадают как в плане, так и по интенсивности).

Следует отметить, что в пределах исследуемого региона не имеется сводная магнитная карта. В связи с этим применение алгоритма вычисления ΔZ Г.И. Каратаева затруднено. Нами для совместной интерпретации гравитационных и геомагнитных аномалий применён специальный алгоритм, суть которого заключается в следующем.

Используя формулу (3.1.3) вычисляются составляющие X , Y и Z магнитного поля, т.е.

$$Z = -\frac{\partial U}{\partial Z} = \frac{J}{f\sigma} * \frac{\partial g}{\partial Z} \quad (3.1.7)$$

$$X = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{J}{f\sigma} * \frac{\partial g}{\partial x} \quad (3.1.8)$$

$$Y = -\frac{\partial U}{\partial y} = \frac{J}{f\sigma} * \frac{\partial g}{\partial y} \quad (3.1.9)$$

$$T_{\text{ПМ}} = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \frac{J}{f\sigma} \sqrt{V_{xz}^2 + V_{yz}^2 + V_{zz}^2} \quad (3.1.10)$$

где $V_{sz} = \sqrt{V_{sz}^2 + V_{zz}^2}$ - полный горизонтальный градиент гравитационного поля. Тогда

$$T_{\text{ПМ}} = \frac{J}{f\sigma} \sqrt{V_{sz}^2 + V_{zz}^2} \quad (3.1.11)$$

Для вычисления полного горизонтального градиента V_{sz} и первой вертикальной производной гравитационного поля $\frac{\partial g}{\partial Z}$

составлены специальные подпрограммы WSZ и PSEVT, входящие в пакет программ IZOTR. Вычисление $T_{\text{ПМ}}$ нами произведено с использованием этих программ. Следовательно (аналогично вычислению ΔZ), вычисляется разность:

$$\Delta T_{\text{ПМ}} = T_{\text{ПМ}} - \Delta T_{\text{набл}} \quad (3.1.12)$$

Полученная формула пригодна для совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий при вертикальном намагничивании T . В условиях косо намагничивания магнитные аномалии исследуемого региона смещаются, в основном, на юг по направлению вектора T в зависимости от глубины залегания магнитоактивных масс. Однако под действием остаточной намагниченности J_r это смещение может быть также в других направлениях, т.к. $\vec{J} = \chi * \vec{T} + \vec{J}_r$. В связи с этим при сопоставлении карт ΔT и $\Delta g_{\text{лок}}$ был использован экспресс-метод. По этому

методу в случае смещения магнитных аномалий по отношению к центру аномальных масс производится сопоставление карт локальных гравитационных (или псевдомагнитных) аномалий с наблюдаемыми аномалиями Z_A (или T_A). При единой природе гравитационных и магнитных аномалий после совмещения гравимагнитные аномалии должны совпасть. В ином случае такое совмещение не возможно.

При совместной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий используются также в качестве априорных имеющиеся данные о структуре искомого комплекса пород. Учёт гипсометрического положения отдельных горизонтов и сопоставление физико-геологических моделей среды намного упрощает процесс истолкования гравимагнитных аномалий.

В зонах сгущения изоаномал гравитационного поля, приуроченных к разломам глубокого залегания, при линейных трансформациях выделяются линейно-протяжённые локальные аномалии обоих знаков /90, 110/. Во многих случаях, не учёт этого обстоятельства, может привести к ложному выводу о наличии структурных поясов, протягивающихся по линии разлома.

3.2. МНОГОМЕРНО-РЕГРЕССИОННЫЙ АНАЛИЗ

В развитии корреляционно-статистических методов интерпретации геофизических данных большие заслуги имеют А.Г. Тархова, А.А. Никитин, Ф.М. Гольцман, Г.И. Каратаев, М.С. Жданов, В.И. Аронов, Б.И. Шрайбман, Т.С. Амирасланов, О.Б. Фитвицкий и ряд других исследователей. При комплексной интерпретации гравитационных аномалий широко применяется корреляционный метод разделения полей (КМРП) и многомерный регрессионный анализ (МРА). Суть методики КМРП заключается в выделении из наблюдаемого поля $g_{\text{набл.}}$ остаточной аномалии $g_{\text{ост.}}$, максимизирующей линейный коэффициент корреляции между глубиной залегания N исследуемой поверхности и $g_{\text{ост.}}$. Остаточную аномалию определяется как разность

$$g_{\text{ост.}} = g_{\text{набл.}} - L_N(x, y) \quad (3.2.1)$$

где $L_N(x, y)$ – называется трансформационным многочленом, т.е.

$$L_N(x, y) = \sum_{p=1}^N a_p * f_p(x, y) \quad (3.2.2)$$

здесь a_p ($p = \overline{1, N}$) – коэффициент трансформационного многочлена; $f(x, y)$ – базисные функции, зависящие от координат (x, y) и от различных произведений. Для определения $g_{\text{ост.}}$ минимизируется функционал:

$$\Phi(\alpha_p, b_i, c) = \sum_{j=1}^m \left[g_{\text{набл.}} - \sum_{p=1}^T a_p f_p(x, y) - \sum_{i=1}^{k-1} b_i g_i - c \right]^2 \rightarrow \min$$

(3.2.3)

где $j_{k-1}=N$ глубина залегания геологических границ; коэффициенты a_p , b_i и c определяются методом наименьших квадратов, т.е.

$$\frac{\partial \Phi}{\partial a_p} = 0; \quad p = \overline{1, N};$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial b_i} = 0; \quad i = \overline{1, k-1}; \quad (3.2.4)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial c} = 0$$

Далее по вычисленному остаточному полю g прогнозируется глубина залегания исследуемой поверхности.

Сущность методики МРА заключается в установлении корреляционных связей между гравитационными аномалиями и глубиной залегания геологической границы. Глубина определяется по данным бурения или сейсморазведки на эталонном регионе, т.е. хорошо изученном районе, а после интерпретации полученных связей глубины прогнозируются на неизученном участке.

Нами в этой монографии не были выполнены структурные построения, т.к. для решения задачи, поставленной перед монографией, в сводном виде отсутствуют глубинные данные

сейсморазведки и детальной гравиметрии. По этой методике при составлении уравнений регрессии на основе опорных сейсмических данных используются те участки, где в качественном плане совпадают данные гравиразведки и сейсморазведки и при прямом отображении в гравитационном поле геологических границ

для выбора глубин проверяется условие $\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right) * \left(\frac{\partial H}{\partial x}\right) \geq 0$ в

каждой точке X кривых g и H . Так как, при отсутствии опорных данных о глубине залегания отложений применение методики МРА является не эффективным. Для улучшения аппроксимации H через вектора геофизических параметров \bar{g} кроме самих геофизических параметров также необходимо знать координаты эталонных точек X и Y и их произведений.

3.3. ПРИНЦИПЫ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ

Предположим, что заданы значения глубины залегания геологической границы H и параметры геофизических полей $\bar{g}(g_{\text{набл.}}, Z_a, g_{-h}, \bar{g}_{10}, g_{2.5}, g_{0.5}, \dots, X, Y)$. Здесь $g_{\text{набл.}}$ – наблюдённое значение гравитационного поля; Z_a – наблюдённые значения магнитного поля; g_{-h} – аналитически продолжённые в верхнее полупространство значения поля; \bar{g}_{10} – значения регионального фона; $g_{2.5}$ – значения локальных аномалий, вычислен-

ных методом осреднения в радиусе 2.5км; x и y–координаты эталонных точек наблюдения.

Установление корреляционных связей производится методом наименьших квадратов (МНК), позволяющим минимизировать функционал вида

$$S = \sum_{i=1}^N \left(H_i - \sum_{j=1}^m a_j * g_{ij} \right)^2 \rightarrow \min \quad (3.3.1)$$

где N – количество эталонных точек; m – число коэффициентов регрессии; g_{ij} – геолого-геофизические параметры; a_j – коэффициенты уравнений регрессии. Но для МНК условием минимума S является то, что частные производные S по коэффициентам a_j должны равняться нулю, т.е.

$$\frac{\partial S}{\partial a_j} = 0 \quad (j = \overline{1, m}) \quad (3.3.2)$$

После дифференцирования будем иметь систему линейных уравнений, в матричной форме, которую можно представить в виде

$$AX=F \quad (3.3.3)$$

Где A – матрица для коэффициентов g_{ij} ; F – матрица из свободных членов H_i ; X – столбец из неизвестных. Мерой насколько хорошо аппроксимируются H через \vec{g} является среднеквадратическое отклонение S прогнозируемых по установленной зависимости глубин H_i от фактических H_i , т.е.

$$S = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (H_i - \bar{H})^2}{N - n - 1}} \quad (3.3.4)$$

где n – число коэффициентов уравнений регрессии.

Составление корреляционных связей в данной работе не было выполнено.

3.3.1. ОБЛАСТИ УСТОЙЧИВОСТИ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ

Шириной области устойчивости статистических связей L называется расстояние, на протяжении которого установленные на эталонном профиле связи $\hat{H} = f(\bar{g})$ позволяют экстраполировать значения глубин H на все стороны от него с требуемой для структурных построений точностью. Определение ширины области устойчивости является некорректно поставленной задачей, т.к. априори не имеются данные о поведении геологической границы на прогнозном пространстве и составленная на эталонном пространстве связь может оказаться не устойчивой.

Практически независимо от используемой методики корреляционного анализа, применение статистических методов начинается с тектонического районирования территорий по совокупности геолого-геофизической информации по данному региону, в пределах которого предполагается постоянство статистических связей. В таком допущении для оценки ширины

области устойчивости статистических связей L принимается два подхода:

1) вычисляется нормированная взаимная корреляционная функция $K(\mu)$ между глубиной залегания исследуемой поверхности H и $g_{\text{набл}}$, т.е.

$$K_g(\mu) = \frac{\sum_{i=1}^{N-\mu} (g_{i+\mu} - \bar{g})(H_i - \bar{H})}{\sigma_g \times \sigma_H} \quad (3.3.1.1)$$

где N – число данных; μ – шаг квантования; σ_g и σ_H – средне-квадратические отклонения g_i и H_i ; \bar{g}_i и \bar{H} – средние значения g_i и H_i .

Мерой L в этом служит расстояние убывания функции $K(\mu)$ до значения 0.7;

2) составляются графики отклонений $\Delta H(x)$ в случае наличия на исследуемой площади пересекающихся (или близких непересекающихся) профилей. Для этого по выбранному уравнению регрессии прогнозируются значения глубин исследуемой поверхности на пересекающихся профилях и вычисляются разности ΔH прогнозных $H_{\text{прог.}}$ и $H_{\text{факт.}}$ глубин. Затем значения $[\Delta H(x)]$ наносятся на график с учётом расстояния x прогнозных точек от эталонного профиля. Мерой ширины L принимается расстояние, определённое по графику $[\Delta H(x)]$ при заданном

уровне отклонений $[\Delta H]$ (например, $\pm 100\text{м}$). При наличии несколько пересекающихся и параллельных к эталонному профилей вычисляется среднее значение \bar{S} отклонений $\Delta H(x)$ в зависимости от расстояния от опорного профиля, строится график S от x и определяется L для заданного уровня отклонений \bar{S} .

В условиях исследуемого региона из-за неполноты имеющихся геолого-геофизических данных нами не использованы оба подхода. Что касается сечения структурных карт, то оно определено по максимуму кривых распределения ошибок отклонений ΔH_i прогнозируемых глубин от фактических на эталонном пространстве с включением всех профилей в одну совокупность. За сечение карты взято $\pm 2.5[\Delta H(x)]$.

ГЛАВА IV. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Основными исходными интерпретационными геолого-геофизическими материалами для изучения глубинного строения исследуемого региона послужили:

1. гравиметрические карты в редукции Буге (с плотностью промежуточного слоя $\sigma=2\ 300\ \text{кг/м}^3$ и $\sigma=2\ 670\ \text{кг/м}^3$), сведённые автором в 1985 – 2002 гг. на основе данных набортной, донной и наземной гравиметрических съёмок;
2. гравиметрическая карта в редукции Фая;
3. карты геомагнитного поля, сведённые автором в 1985 – 2002 гг.;
4. карты изотропных трансформаций гравитационного поля:
 - а) региональные фоны $\Delta\bar{g}_{30}$ и $\Delta\bar{g}_{50}$, вычисленные методом осреднения при $R=30$ км и $R=50$ км (значения внешних радиусов);
 - б) локальные аномалии Δg_{30} и Δg_{50} , вычисленные методом осреднения при $R=30$ км и $R=50$ км (значения внешних радиусов);
 - в) остаточные аномалии $R(g)_{[10-15;25-30]}$ методом Саксова-Нигарда;

г) аналитические продолжения в нижнее полупространство по теореме Гаусса Δg_{-10} (высота пересчёта $H=10$ км);

д) аналитические продолжения в верхнее полупространство по интегралу Пуассона Δg_{+10} (высота пересчёта $H=10$ км);

е) разности поля в нижнем полупространстве $\Delta g_{-5}-\Delta g_{-10}$ (Δg_{-5-10});

л) разности между значениями исходного и аналитически продолженного в верхнее полупространство $\Delta g_0-\Delta g_{+10}$ (Δg_{0+10});

м) полные горизонтальные градиенты $\left(\frac{\partial g}{\partial s}\right)_{[10 \times 15; 25 \times 30]}$;

з) третьи производные (вертикальные градиенты) по формулам Элкинса и Розенбаха Δg_{ZZZE} и Δg_{ZZZR} ;

5. карты анизотропных трансформаций:

$\left(\frac{\partial g}{\partial s}\right)_{[3 \times 5; 3 \times 7] * 10 \text{ км}^2}$ при

$\alpha \in [0 \div 180^\circ; 60 \div 120^\circ; 120 \div 220^\circ]$;

6. псевдомагнитные аномалии $\Delta T_{\text{ПМ}}$;

7. глубинные сейсмические и временные разрезы;

8. структурные сейсмические карты (на отдельных площадях);

9. сейсмо-гравиметрические и геолого-геофизические профили;
10. профили ГСЗ и КМПВ в сопоставлении с данными гравиметрии и магнитометрии;
11. данные о физических свойствах горных пород.

Ниже приводятся результаты геологической интерпретации гравитационных аномалий Азербайджана в свете новых данных геолого-геофизических материалов. Прежде, чем перейти к анализу результатов геологического истолкования гравиметрических аномалий с целью составления потенциальных моделей исследуемого региона, вкратце остановимся на анализе данных о плотностях пород верхней части разреза.

4.1 ПЛОТНОСТНАЯ И МАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД

Данные о физических свойствах горных пород по морской части исследуемого региона отсутствуют. В связи с этим ниже приводятся данные о плотности пород и их магнитной восприимчивости по прилегающим площадям исследуемой территории.

4.1.1. ПЛОТНОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Плотность горных пород приведена в работах А.Н. Данилина (1970), Н.Е. Неволлина (1965), В.С. Князева (1971), Н.Е.

Смирнова (1968), М.Л. Озёрской (1978), С.Г. Семёнова (1978), Т.Х. Салехли (1978, 1987) и др.

По этим данным для плотностей пород (г/см^3) осадочного чехла и консолидированной коры принято:

Кайнозой – $2.04 \div 2.33$;

Мезозой – $2.40 \div 2.45$;

Пермо – Триас – $2.40 \div 2.60$;

Консолидированный фундамент – $2.70 \div 2.73$.

В зонах, где имеет место проявление складчатости и подвижки по разломам, плотность промежуточного комплекса возрастает.

Максимальное значение избыточной плотности ($0.33 \div 0.35$) относится к границе осадочного покрова (включая нормальные неуплотнённые осадочные породы промежуточного комплекса) с метаморфизированным комплексом. Остальные плотностные границы, находящиеся внутри осадочного комплекса, менее контрастны. Величина их составляет $0.10 \div 0.15 \text{ г/см}^3$.

Плотности осадочного чехла с глубиной увеличиваются, как мезозойские, так и палеозойские отложения отличаются избыточными плотностями.

Средняя плотность палеоген-неогеновых отложений исследуемого региона не превышает значений $2.35 - 2.40 \text{ г/см}^3$, а плотность верхнемеловых отложений (мергели, известняки) варьируют в пределах $2.50 - 2.59 \text{ г/см}^3$. Нижний мел в разрезе

Яламинской опорной скважины, так и в разрезах других скважин имеет меньшую плотность (-0.1 г/см^3) по сравнению с верхним мелом. Данные о плотностях пород юрских отложений очень скудны. Анализ гравиметрических материалов (И.О. Цимельзон, 1962; Т.С. Амирасланов, 1987) и пространственное положение отдельных стратиграфических единиц позволяет сделать вывод о том, что основным аномалиеобразующим фактором может являться напряженно дислоцированный, обладающий большой плотностью (2.64 г/см^3) и мощностью (4000 – 5000 м) юрский комплекс пород (с избыточной плотностью $0.20 - 0.35 \text{ г/см}^3$). При этом, если учесть сходство разреза верхнемеловых отложений в разных участках исследуемого региона, то можно предполагать, что плотностные характеристики идентичны.

Внутри кайнозойского комплекса, слагающего северо-восточный склон мегантиклинория Большого Кавказа в области его юго-восточного погружения, аномальной плотностью отличаются слои ПТ и майкопской свиты: ПТ имеет избыточную плотность ($0.08 - 0.24 \text{ г/см}^3$), а Майкоп отрицательную плотность ($-0.13 - -0.21 \text{ г/см}^3$).

Таким образом, сильное изменение плотностей и литофаций пород осадочного чехла исследуемого региона позволяет сделать вывод о том, что основным аномалиеобразующим фактором является кристаллический фундамент и его внутренние литофациальные и тектонические неоднородности.

4.1.2. МАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Магнитная характеристика горных пород в пределах акватории исследуемого региона изучена слабо. Ниже приводятся сведения о магнитных свойствах.

По методологии разрез северной части региона (Эпигерцинская платформа) мало отличается от разреза докембрийской платформы юга. Средняя магнитная восприимчивость осадочных образований здесь также не превышает 10×10^{-6} СГС. Осадки пермо-триаса здесь более метаморфизированы. Детальное палеомагнитное изучение разреза пермо-триаса показало, что отложения Триаса в большей части намагничены прямо, а отложения Перми – обратно.

По данным измерения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности магматических пород палеозоя был сделан вывод о том, что наибольшей магнитной восприимчивостью характеризуются эффузивные породы ($1000 - 5000 \times 10^{-6}$ СГС). Верхняя часть разреза (от триаса до позднего неогена) платформенной части исследуемого региона представлена слабомагнитными осадочными породами (10×10^{-6} СГС). Исключение составляют отложения барремского яруса нижнего мела, обогащённые ферромагнитными минералами.

В исследуемом регионе сильно намагниченными являются магматические породы, слагающие кристаллический фундамент и эффузивные образования разных возрастов.

По данным СГ – 1 магнитная восприимчивость эффузивных пород мела и юры (андезиты, туфобрекчии, лавобрекчии, андезито-базальтные, диоритовые, порфириты, долерито-дациты, и их туфы) варьирует в пределах $1000 - 3600 \times 10^{-6}$ СГС.

Следовательно, основным аномалиеобразующим фактором магнитного поля исследуемого региона является магматические и метаморфизированные породы кристаллического фундамента.

4.2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ НА ОСНОВЕ ИДЕЙ ГЕОДИНАМИКИ

4.2.1 КАЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В исследуемом регионе гравиметрические карты в редуциях Буге или Фая по очертанию изоаномал почти повторяют друг друга. В этой связи и с учётом мелкости масштаба (1:1 000 000 и 1:500 000) съёмки и качестве наблюденного гравитационного поля использовалась лишь карта аномалий Буге в двух значениях плотности ($\sigma=2\ 300$ кг/м³ и $\sigma=2\ 670$ кг/м³) промежуточного слоя, сведенными нами для всей территории исследуемого региона с учётом данных гравиметрических съёмок прилегающей территории (глава I, рис. 1.2.3.1 и рис. 1.2.3.2).

В региональном плане на картах гравитационного поля в любой редукции (Буге, Фая, Прея и др.) на территории изучаемого региона отмечаются максимумы первого порядка, названные И.О. Цимельзоном и Я.П. Маловицким МГРМ и СГМ (Рис.

4.2.1.1÷4). Кроме них, на юго-восточной окраине исследуемого региона проявляется часть ЮКРМ. МГРМ имеет интенсивность более 120 мГал, он выявлен впервые в 1947 году по результатам общей гравиметрической съёмки и является юго-восточным ответвлением ГМЗМ. МГРМ имеет три основных выступа ответвления: в северном направлении – СГ, в юго-восточном направлении – ТВ и в северо-западном направлении – ГТ. По мнению И.О. Цимельзона ГТ выступ в свою очередь соединяется с ГММ, поэтому он и именует их ГМЗМ, состоящий из двух частей: – Гомсхетинский и Муган-Гарабахский. По мнению ряда исследователей /66÷68, 74÷77, 105, 133 и т.д./ геологическая природа ГМЗМ объясняется наличием изверженных магматических пород (андезитовый вулканизм в Киммеридже), а природа МГРМ – приближением к поверхности Земли кристаллического и базальтового слоёв, как уже отмечено выше. Надо отметить, что такая интерпретация была высказана с учётом результатов сейсморазведочных работ КМПВ и ГСЗ. Но, как подробно отмечено выше, СГ-1 достигла глубины 8324м и, не выходя из отложения ранне-юрского возраста, так и не обнаружила вышеупомянутые слои. Но среди отложений юрского и мелового возраста встретила метаморфизированные магматические породы вулканического происхождения. Это уже свидетельствует о возможном глубинном магматизме (возможно мантийный диапризм), который и является геологической природой МГРМ, а не тектоника фундамента, т.е. не приподнятая часть кристалли-

ческого и базальтового слоёв. СТМ является северо-восточной частью СТМ и в исследуемом регионе имеет унаследованный экстремум с интенсивностью более 60 мГал, выявлен впервые в 1962 году Я.П. Маловицким и детально исследован автором данной монографии в 1992 году. Между этими положительными аномалиями первого порядка, т.е. между МГРМ и СТМ, расположен региональный АПМ, с интенсивностью минус 137 мГал, гравитационного поля и составлены соответствующие карты трансформант. Вкратце остановимся на каждом трансформанте гравитационного поля.

На картах регионального фона (рис.4.2.1.1 и 4.2.1.2) с радиусами осреднения 30 км ($\Delta\bar{g}_{30}$) и 50 км ($\Delta\bar{g}_{50}$), имеется в виду внешний радиус круговой палетки, в пределах исследуемого региона выделяется СТМ, МГРМ и АПМ. Аномалия СТМ имеет вытянутую форму в СЗ – ЮВ направлении. Аномалия МГРМ, как выше отметили, со дня обнаружения является предметом бурной дискуссии, как по классификации, так и по геологической природе. На картах регионального фона МГРМ выделяется вытянутой формой, с доминирующим направлением простирания с севера на юг, незначительным отклонением на ССЗ – ЮЮВ и имеет три выступа, которые выше отмечены.

По данным гравиметрии (по наличию СТМ) продолжается приблизительно на 300 км далее в северо-западном направлении, поэтому он переименован автором данной монографии в Среднекаспийско-Туранский.

Что касается геологической природы АПМ первого порядка, то он обусловлен резким погружением доюрского фундамента и, следовательно, увеличением мощности менее плотных палеоген-неогеновых отложений.

Дискуссия о геологической природе МГРМ довольно широко описана выше. Но, на наш взгляд, геологическая природа МГРМ не описана правильно ни в одном источнике. Нам представляется, что она непосредственно объяснима магматической массой мантийного происхождения. Для анализа данного обстоятельства выполнена серия трансформаций

Судя по гравиметрической карте с плотностью промежуточного слоя $\sigma=2300 \text{ кг/м}^3$ в редукции Буге (рис. 1.2.1.2.1), МГРМ занимает площадь $110 \div 120 \times 250 \div 300 \text{ км}^2$ без учёта СГ, ТВ и ГТ выступов, а по гравиметрической карте с плотностью промежуточного слоя $\sigma=2670 \text{ кг/м}^3$ в редукции Буге (рис. 1.2.1.2.2), МГРМ занимает площадь около $90 \div 100 \times 150 \div 200 \text{ км}^2$, т.е. с увеличением значения плотности промежуточного слоя размеры МГРМ уменьшаются. То же самое относится и к СТМ, но, помимо уменьшения размеров, СТМ на гравиметрической карте в редукции Буге при плотности промежуточного слоя $\sigma=2300 \text{ кг/м}^3$ отклонен к юго-западу примерно на $18-20^\circ$ по сравнению с гравиметрической картой при плотности $\sigma=2670 \text{ кг/м}^3$. СМВ совпадает в плане с северо-западной частью Туранской антеклизы (А.И. Левин, Д.Е. Несмеянов, З.К. Байбулатова, 1968). Природа этого максимума обусловлена сокращением

мощности земной коры и, следовательно, приближением к поверхности границы Мохо с избыточной плотностью $\Delta\sigma=0.3 - 0.5$ г/см³. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты сопоставления данных ГСЗ и гравиметрии. Однако, Туранская антеклиза по данным гравиметрии при значении промежуточного слоя $\sigma=2\ 670$ кг/м³ (рис. 5.2.17) имеет значительно меньшую площадь и интенсивность. К подобному мнению можно прийти, анализируя МГРМ по картам региональных фонов с радиусами осреднения 30 км и 50 км, т.к. на карте $\Delta\bar{g}_{30}$ МГРМ имеет площадь $100\div 110\times 2400\div 280$ км², а на карте $\Delta\bar{g}_{50}$ МГРМ имеет площадь $80\div 90\times 130\div 180$ км², т.е. с увеличением значений параметров трансформации площадь МГРМ уменьшается, причём с увеличением значений параметров трансформации центр аномалии смещается в юго-восточном направлении. Это касается и АПМ, т.е. с увеличением значений параметров трансформации интенсивность и размеры АПМ уменьшаются, при этом он тоже смещается на юг (рис. 5.2.18). Это свидетельствует о том, что аномалиеобразующий фактор МГРМ расположен на больших глубинах и с глубиной он имеет уменьшающийся размеры залегания. Для анализа данного обстоятельства нами проведены количественные анализы по пересекающимся профилям, результаты которых приведены ниже (рис. 4.2.5.2, 4.2.5.3÷3_а и 4.2.5.4÷4_а).

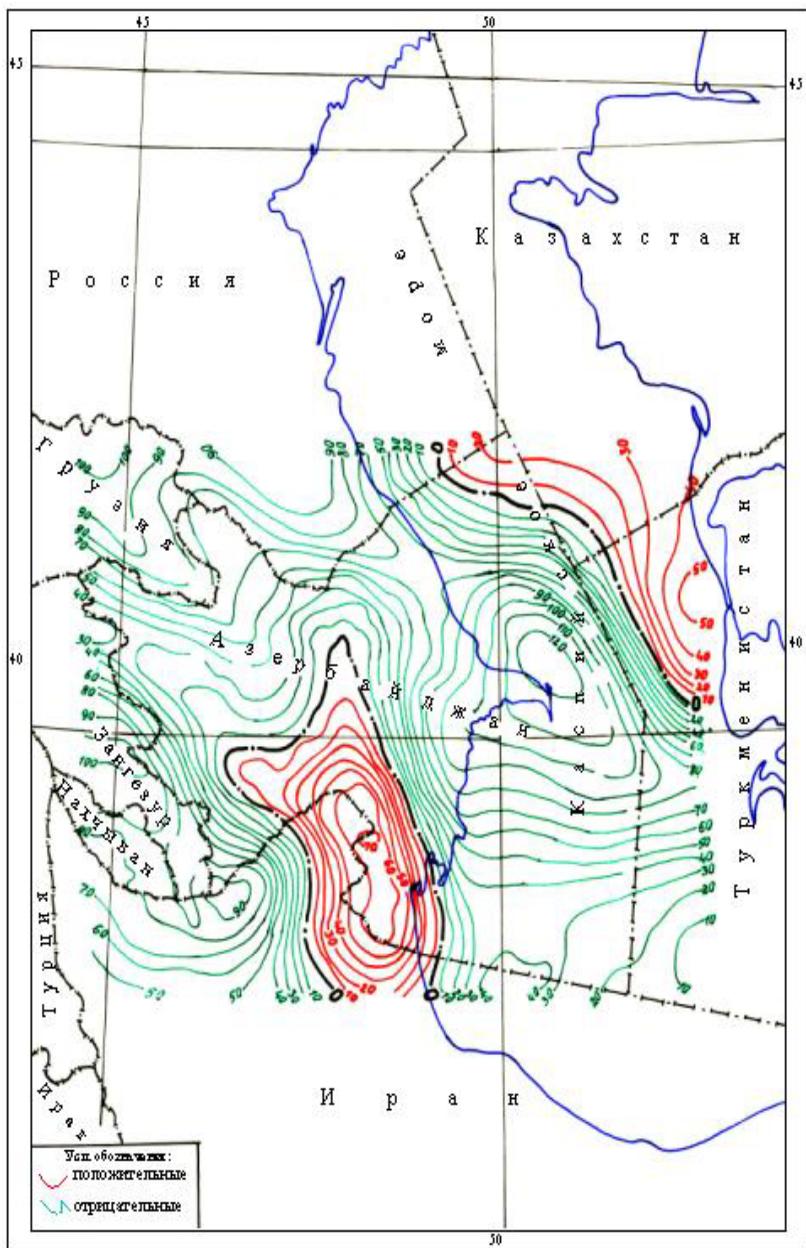


Рис.4.2.1.1. Карта регионального фона (радиусы осреднения 25 и 30 км)

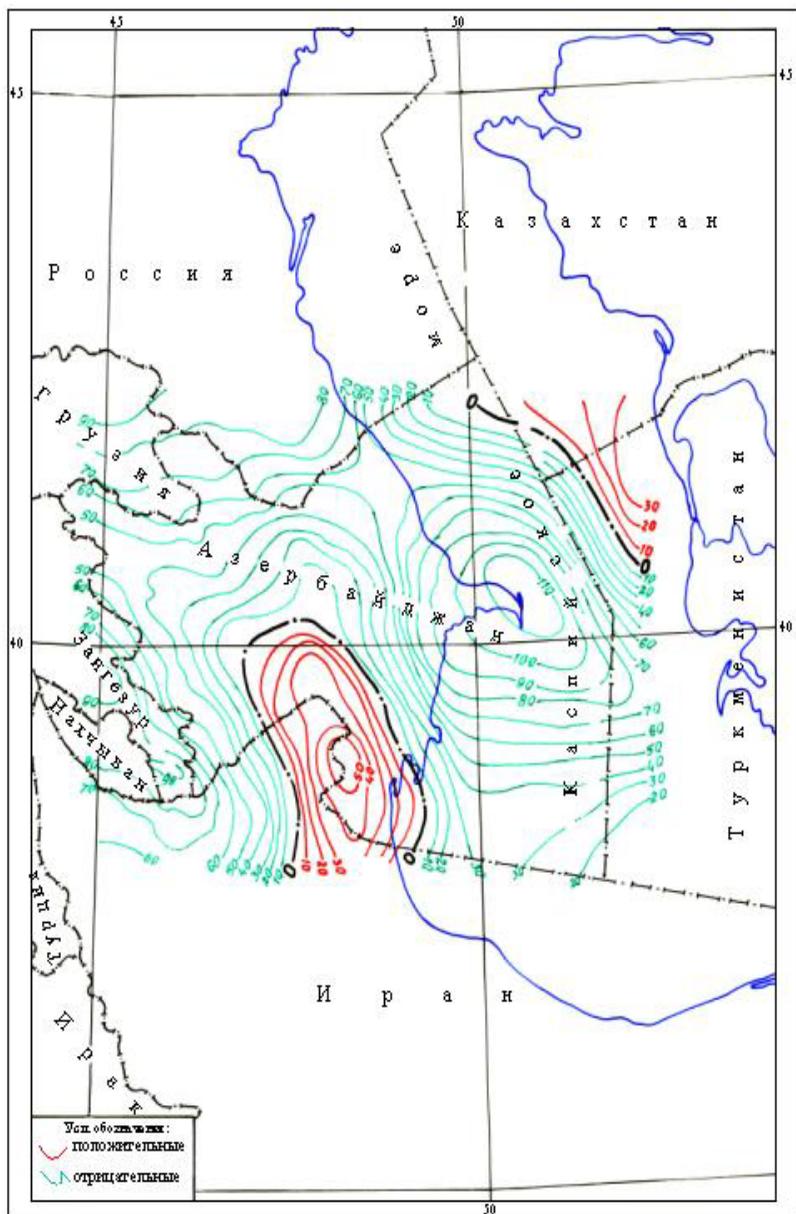


Рис.4.2.1.2. Карта регионального фона (радиусы осреднения 40 и 50 км)

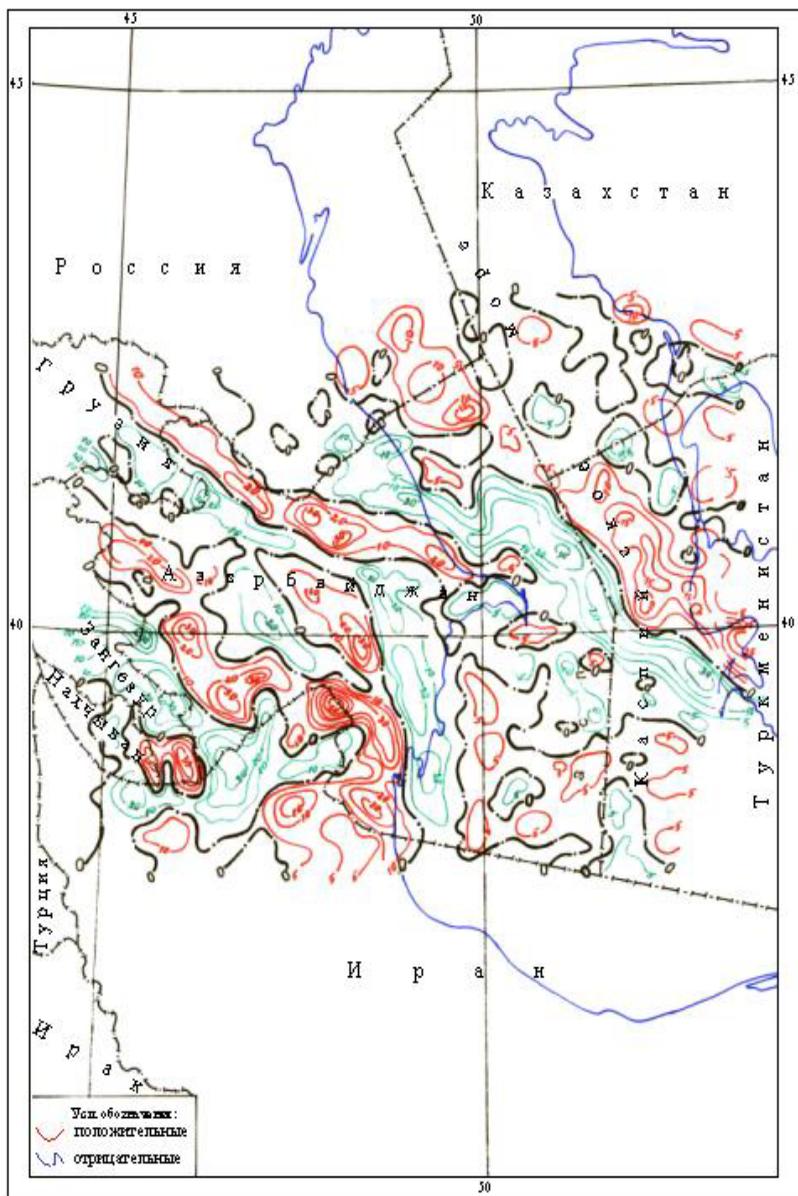


Рис.4.2.1.3. Карта локальных аномалий (радиусы осреднения 25 и 30 км)

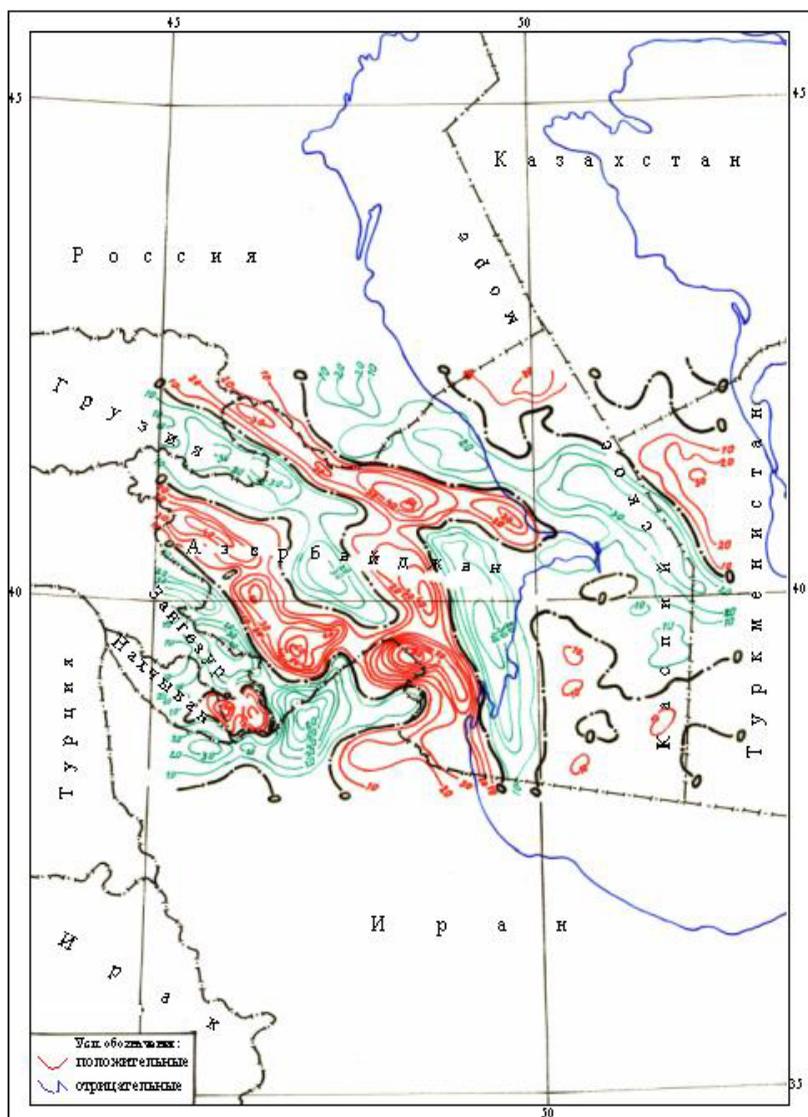


Рис.4.2.1.4. Карта локальных аномалий (радиусы осреднения 40 и 50 км)

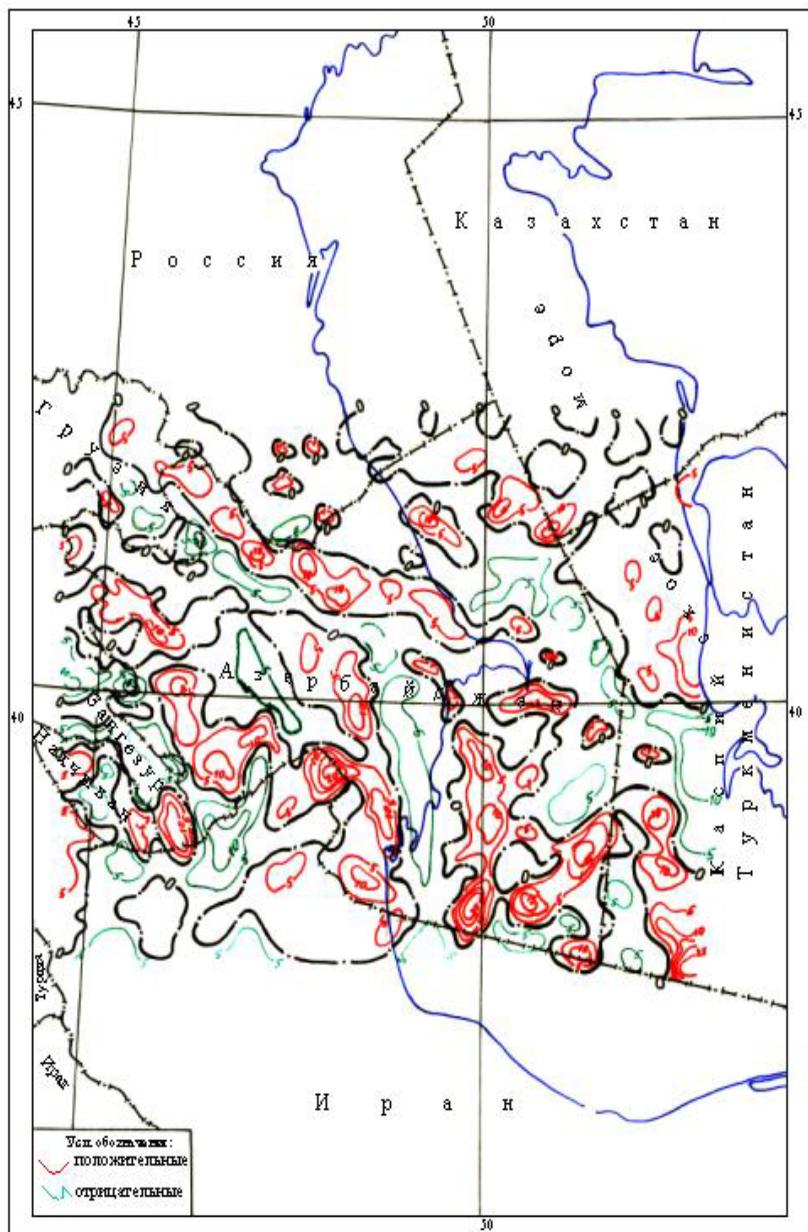


Рис.4.2.1.5. Карта остаточных аномалий Саксова-Нигарда (радиусы 10 и 15 км)

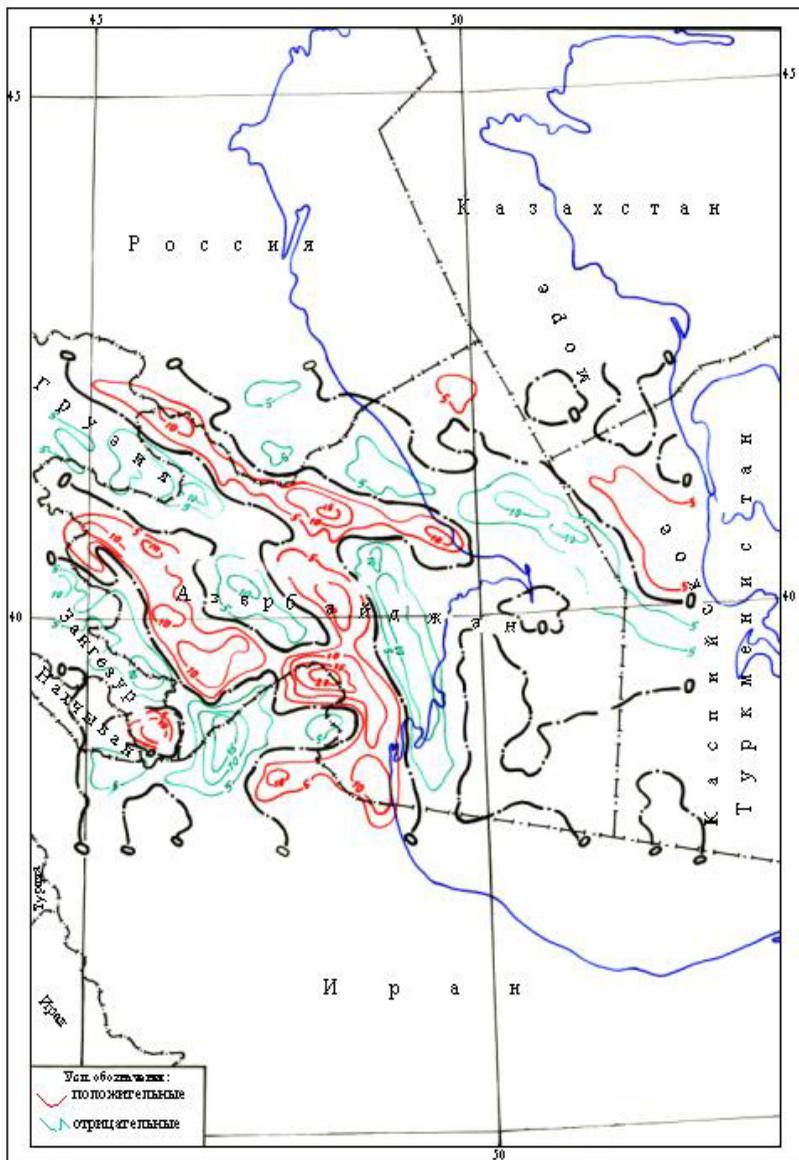


Рис.4.2.1.6. Карта остаточных аномалий Саксова-Нигарда (радиусы 25 и 30 км)

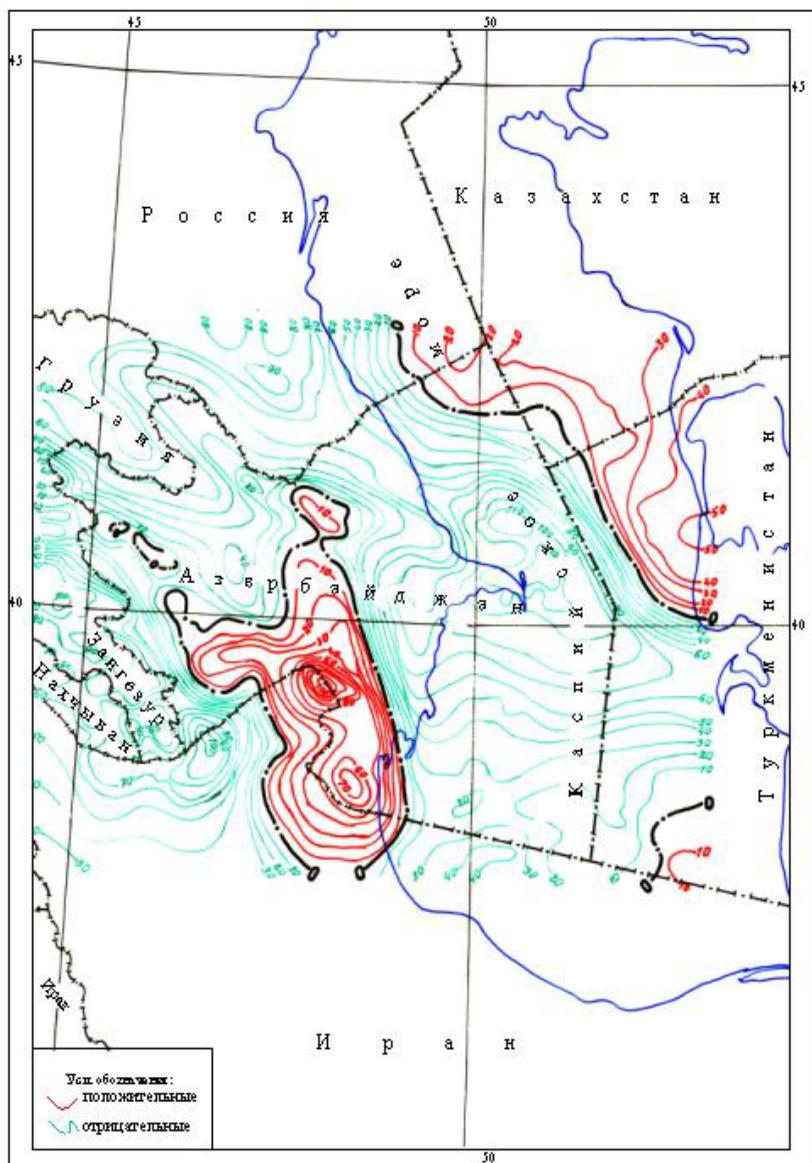


Рис.4.2.1.7. Карта разностей между значениями исходного поля и аналитически продолженного в верхнее полупространство (Δg_{0-5})

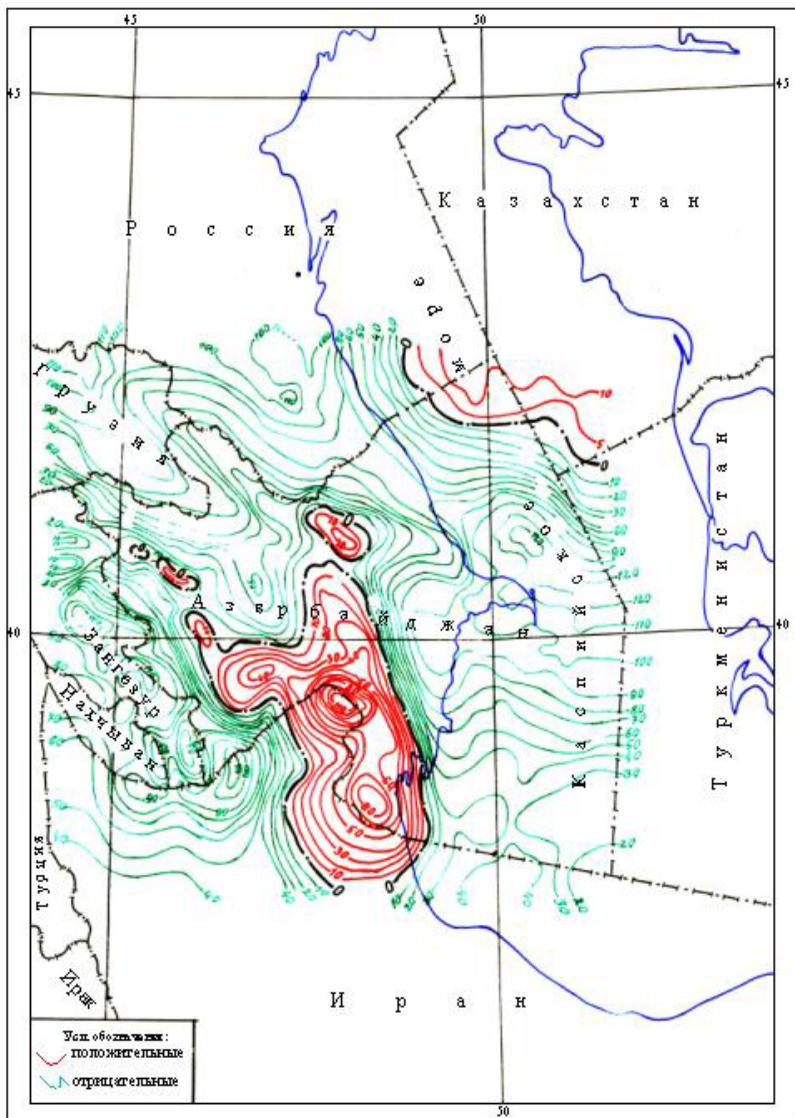


Рис.4.2.1.8. Карта разностей между значениями исходного поля и аналитически продолженного в верхнее полупространство (Δg_{0-10})

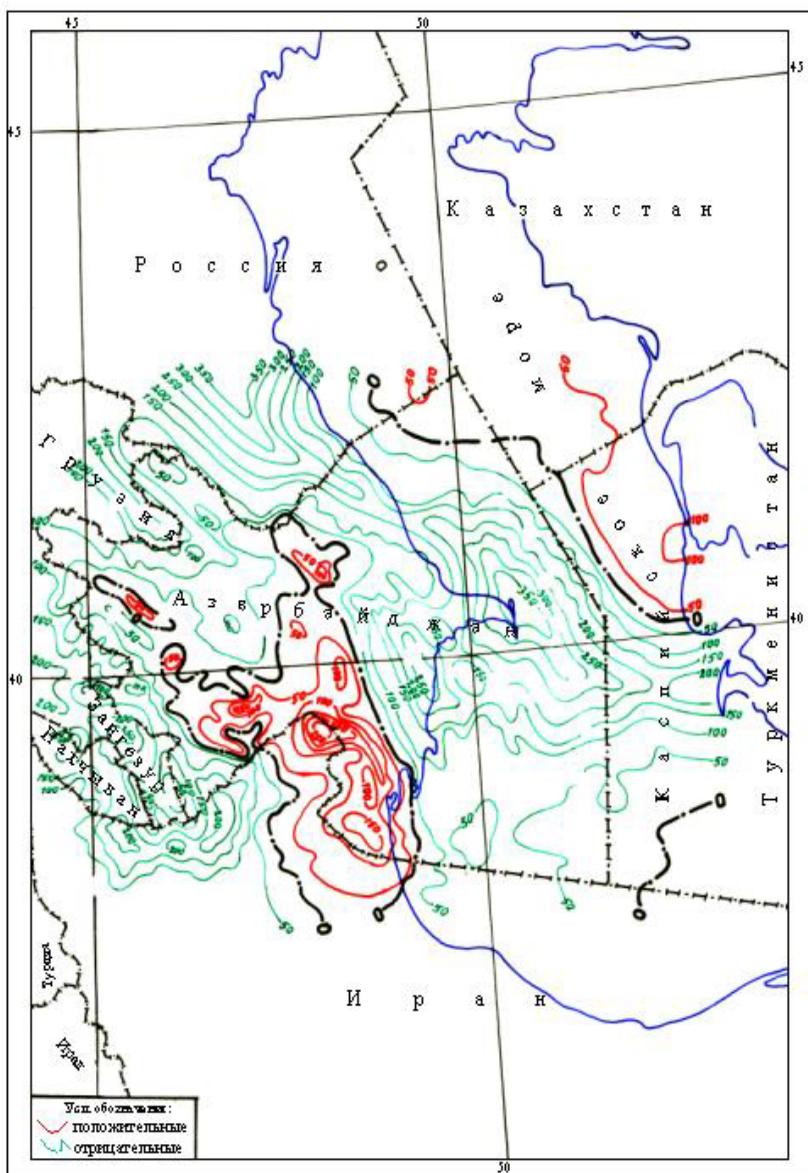


Рис.4.2.1.10. Карта аналитического продолжения исходного поля в нижнее полупространство по теореме Гаусса (Δg_{10})

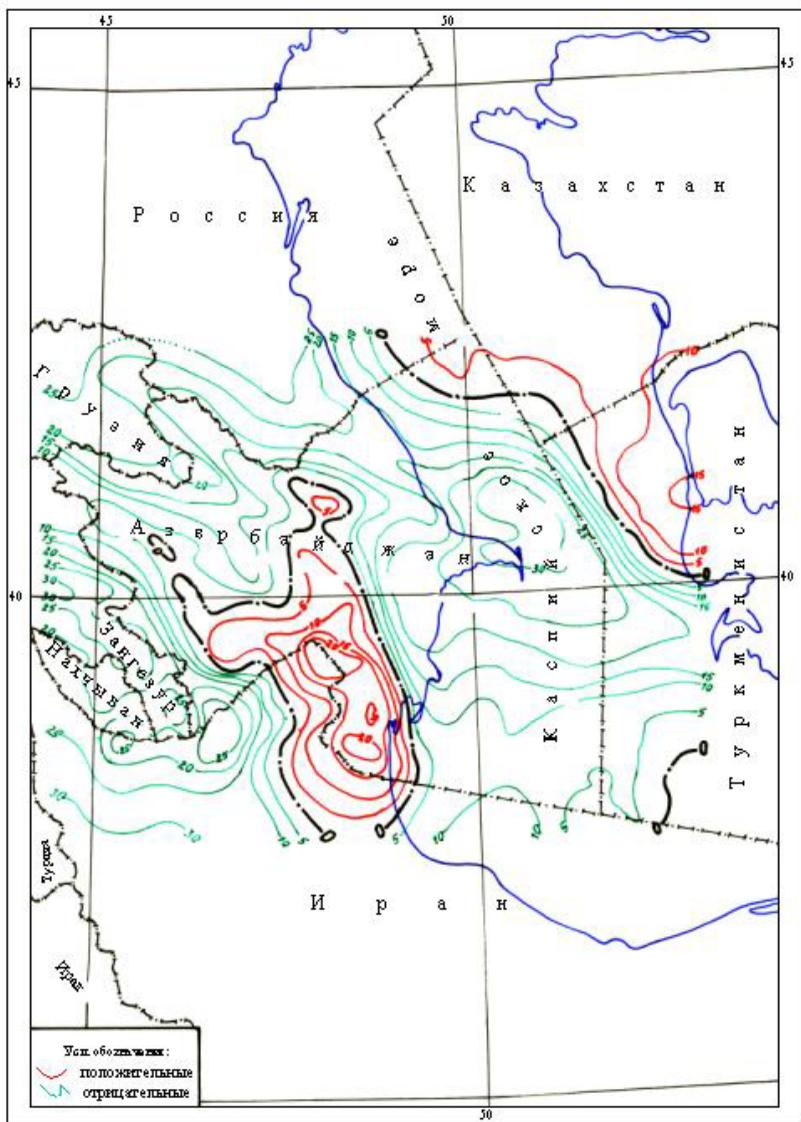


Рис.4.2.1.11. Карта аналитического продолжения исходного поля в верхнее полупространство (Δg_{+10})

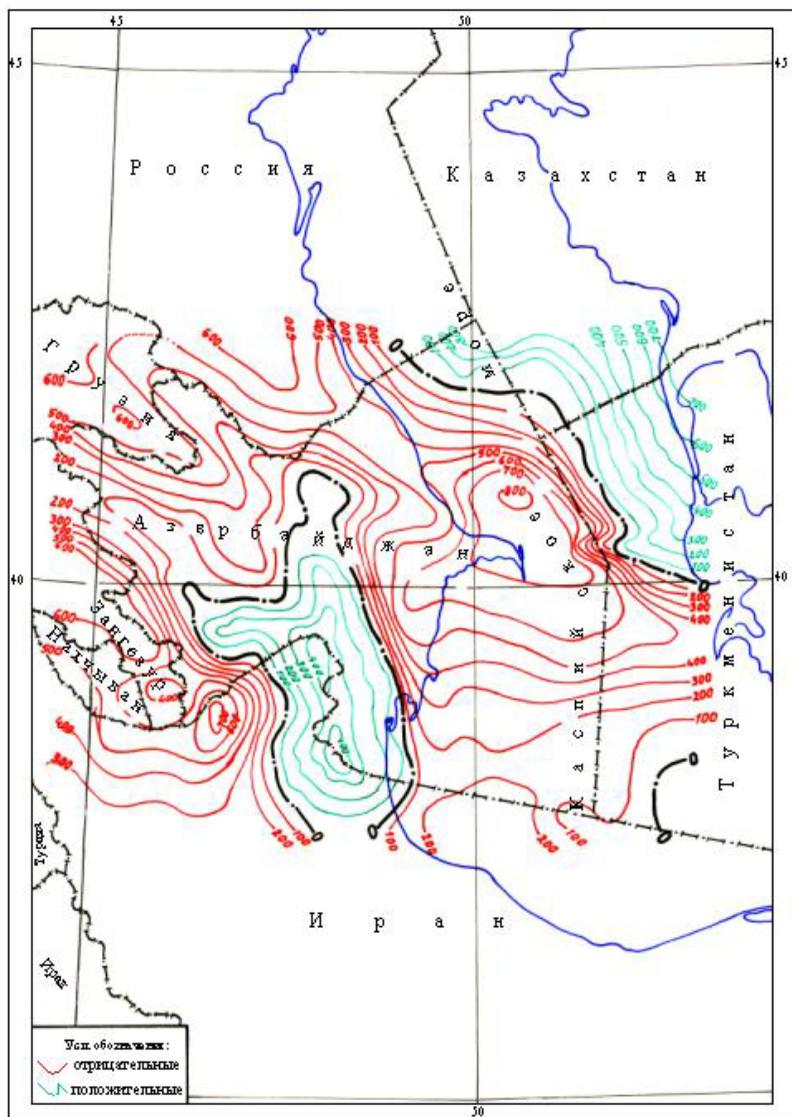


Рис.4.2.1.12. Карта разностей между значениями исходного поля и аналитически продолженного в нижнее полупространство (Δg_{0-10})

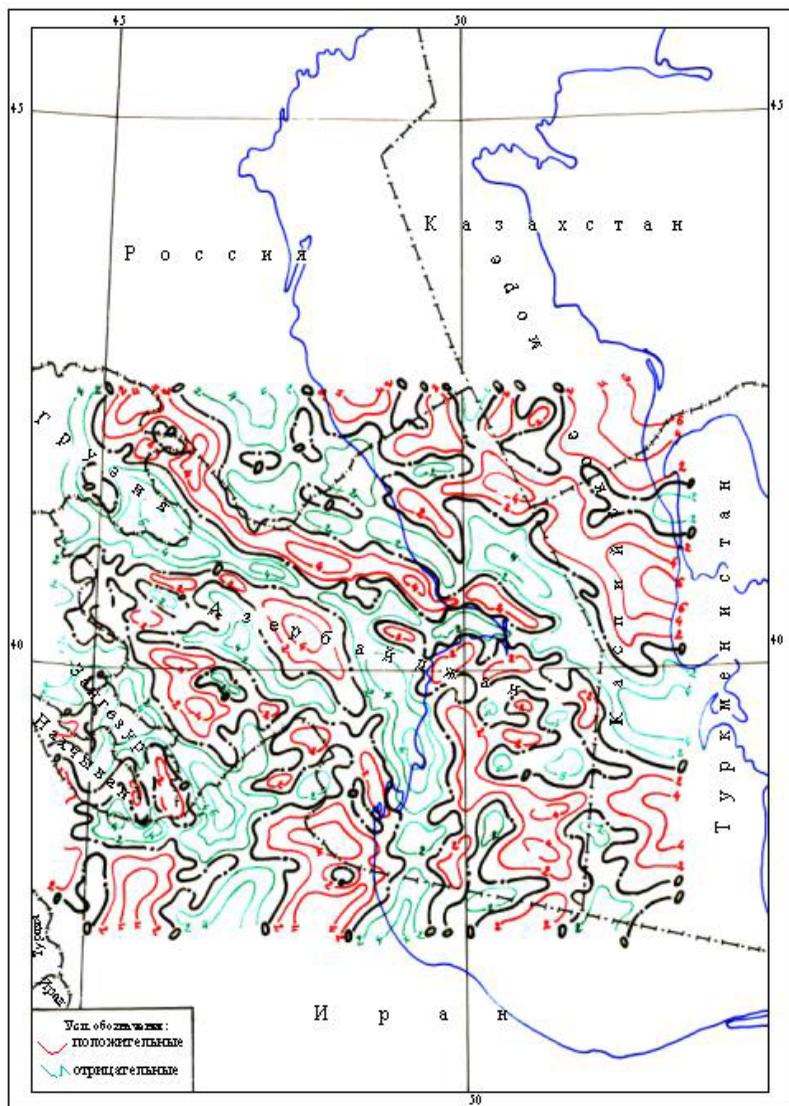


Рис.4.2.1.13. Карта вертикальных градиентов (вычислены по формуле Элkinca)

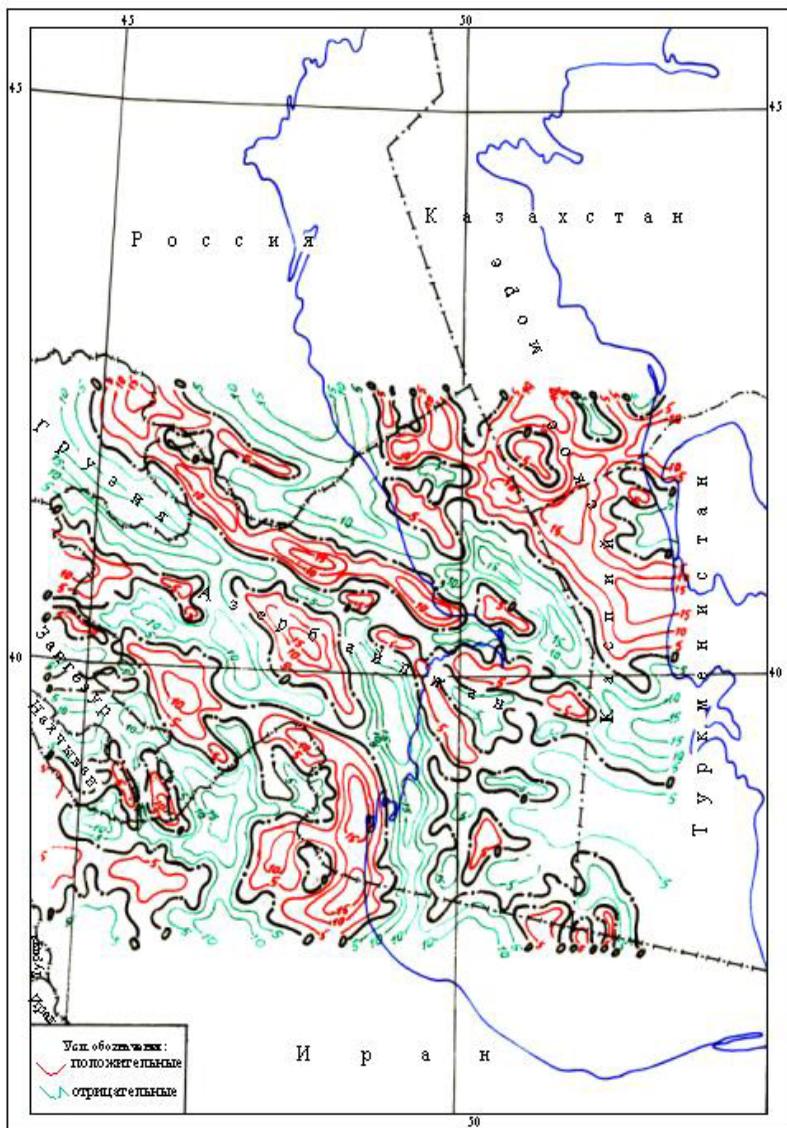


Рис.4.2.1.14. Карта вертикальных градиентов (вычислены по формуле Розенбаха)

На локальных картах (Рис.4.2.1.3 и 4.2.1.4) с радиусами осреднения 30 км (Δg_{30}) и 50 км (Δg_{50}) выделяется ряд аномалий обоих знаков, доминирующее направление простирания СЗ – ЮВ, т.е. в кавказском направлении. С увеличением параметров трансформации интенсивность аномалий тоже увеличивается, но при этом размеры локальных аномалий не меняются, даже в незначительной степени.

Остаточные аномалии гравитационного поля вычислены по методу Саксова-Нигарда в двух модифицированных параметрах $R(g)_{[10:15]}$ и $R(g)_{[25:30]}$. Между этими картами трансформант не отмечается сильное расхождение по интенсивности аномальных зон, но с увеличением параметров трансформации аномалии становятся более гладкими (Рис. 4.2.1.5 и 4.2.1.6).

На картах разностей между значениями исходного и аналитически продолженного в нижнее полупространство выявленные аномалии почти повторяют исходное поле по очертанию изоаномал, по размерам и по интенсивностям отдельных элементов гравитационного поля. Разности аномалий вычислены на двух уровнях глубины: - 5 км и 10 км (Рис.4.2.1.7 и 4.2.1.8). На этих картах локальные трансформанты МГРМ ни чем не отличаются между собою, но с увеличением параметров трансформации, локальные трансформанты СМВ незначительно меняются, т.е. интенсивность и размеры уменьшаются.

На картах аналитического продолжения исходного поля в нижнее полупространство по теореме Гаусса, глубины про-

должения которых составляют 5 км и 10 км (Рис. 4.2.1.9 и 4.2.1.10), выявленные аномалии тоже почти повторяют друг друга по очертанию изоаномал, но интенсивность МГРМ в два раза увеличивается, при этом размеры его остаются неизменными. СМВ почти не меняется, а АПМ меняется в сторону увеличения интенсивности.

Карта аналитического продолжения исходного поля в верхнее полупространство по интегралу Пуассона (Рис. 4.2.1.11), высота продолжения составляет плюс 4 км, по очертанию изоаномал полностью повторяет исходное поле, но интенсивности МГРМ, СМВ и АПМ в 5 – 6 раз уменьшаются, при этом размеры их остаются неизменными.

Карта разностей полей в нижнем полупространстве, вычисленных между значениями на глубинах 10 км и 20 км (Рис 4.2.1.12), является крайне интересной и важной для правильного и объективного познания глубинного геологического строения исследуемого региона, особенно, для правильной оценки геологической природы МГРМ. Как видно из рис. 4.2.1.12, МГРМ и СМВ выделяются как отрицательные аномалии, при этом размеры их остаются такими же, как на исходном поле.

На картах вертикальных градиентов, вычисленных по формуле Элкинса и Розенбаха (Рис. 4.2.1.13 и 4.2.1.14), выявленные аномалии по очертанию изоаномал напоминают локальные карты, но интенсивности их значительно меньше, чем локальных. Это свидетельствует о том, что аномалии вертикаль-

ных градиентов явно отражают динамику осадочного чехла, а не геологическое строение.

Таким образом, в результате качественной интерпретации гравитационных аномалий в свете имеющихся геолого-геофизических данных можно сделать следующий вывод:

-- Гравитационные аномалии первого порядка обусловлены основными геоструктурами исследуемого региона и отражают геодинамику в геологическом развитии.

Об этом довольно подробно написано в следующей главе.

4.2.2. ТРАССИРОВАНИЕ ЗОН РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПО АНОМАЛИЯМ АНИЗОТРОПИИ

На гравиметрических картах по наличию зон сгущения изоаномал протяженностью в пределах исследуемого региона выделен ряд гравитационных ступеней. С целью изучения разрывной тектоники нами были выполнены анизотропные трансформации гравитационного поля, позволившие трассировать разломы произвольных направлений, отображённые в гравитационном поле на фоне помех /52÷54, 57, 80/. Для выполнения анизотропных трансформаций нами применена методика и программное обеспечение, разработанные на кафедре „Геофизические методы разведки“ АГНА по руководством **покойного профессора Т.С. Амирасланова**, усовершенствованные Б.С. Аслановым вместе со своей супругой Н.М. Аслановой. При вы-

делении зон высоких горизонтальных градиентов оптимальными оказались параметры палетки $(3 \times 5) \cdot 10 \text{ км}^2$ и $(3 \times 7) \cdot 10 \text{ км}^2$, т.к. из-за низкой точности и детальности гравиметрической карты масштаба 1:500 000 при увеличении длины прямоугольной палетки влияние смежных структур увеличивается. Анизотропные трансформации были выполнены для трассирования линейных градиентных зон доминирующего ($\alpha=0^\circ \div 180^\circ$), общекавказского ($\alpha=60^\circ \div 120^\circ$) и антикавказского ($\alpha=150^\circ \div 230^\circ$) направления.

На картах полных горизонтальных градиентов, вычисленных в двух модифицированных радиусах трансформаций (рис. 4.2.2.7 и 4.2.2.2), интенсивные градиенты в исследуемом регионе вырисовываются в пределах южной части Среднего Каспия и на западе Южного Каспия. Кроме этого, в окрестности Малого Кавказа и Дибрарских гор выделяются градиенты общекавказской ориентации низкого порядка. Одновременно, в пределах изучаемого региона также выделяются градиенты с антикавказской ориентацией.

На карте анизотропной трансформации, вычисленной по прямоугольной палетке с размерами $30 \times 70 \text{ км}^2$ ($\alpha=0^\circ \div 180^\circ$), положения и размеры градиентных зон намного уточняются (Рис. 4.2.2.3), и выясняется, что разломы исследуемого региона имеют не сплошную форму, а сломанную. Особенно это касается ЗКР, и это свидетельствует о том, что ЗКР является трансформным, т.е. рифтовым.

Наиболее интенсивной и протяженной зоной высокого горизонтального градиента в общекавказском направлении являются зоны Предкавказско-Туркменского (классификация И.О. Цимельзона, 1962) и Малокавказского (назван автором) глубинных разломов. В своём протяжении линия Предкавказско-Туркменского разлома (ПТР) в нескольких местах претерпевает „разрыв“ и эти разрывы прослеживаются далее в северо-восточном и юго-западном направлениях на не большие расстояния (10-15 км). Подобная картина наблюдается и на Малокавказском разломе (МКР). А в антикавказском направлении наиболее интенсивной и протяженной зоной высокого горизонтального градиента оказалась зона Западно-Каспийского разлома (ЗКР). В отличие от разломов общекавказского направления Западно-Каспийский разлом относительно мало претерпевает „разрыв“, но в пределах современного МГРМ линия ЗКР ломается и хаотично разветвляется в разных направлениях, при чём интенсивность горизонтальных градиентов значительная.

В результате анизотропных трансформаций удалось чётко проследить также морское продолжение глубинных разломов, формирующих мегантиклинорий кавказских гор. Остальные градиентные линии $\left(\frac{\partial g}{\partial s}\right)$ являются сравнительно менее протяженными и мало интенсивными.

На картах анизотропных трансформаций по антикавказскому направлению, в основном, выделяются непротяжённые

линии $\left(\frac{\partial g}{\partial s}\right)$, что может быть обусловлено двумя нижеследующими причинами:

1. Доминирующим влиянием глубинных разломов общекавказского направления;

2. Не существованием глубинных разломов антикавказского направления ниже мезозойского комплекса отложений.

Анализируя геолого-геофизический материал по этому региону, мы предполагаем, что вторая причина более объяснима, нежели первая. Дело в том, что разломы, выделенные по протяженным линиям анизотропной трансформации, в основном, отражают глубинную складчатость, связанную с выбранными параметрами прямоугольной палетки. Кроме того, эти разрывные нарушения отражают до мезозойского времени складчатостью и тогда, ещё не произошло столкновение Индостанской микро плиты и Аравийского щита с Евразийским континентом. Об этом подробнее ниже будет описано.

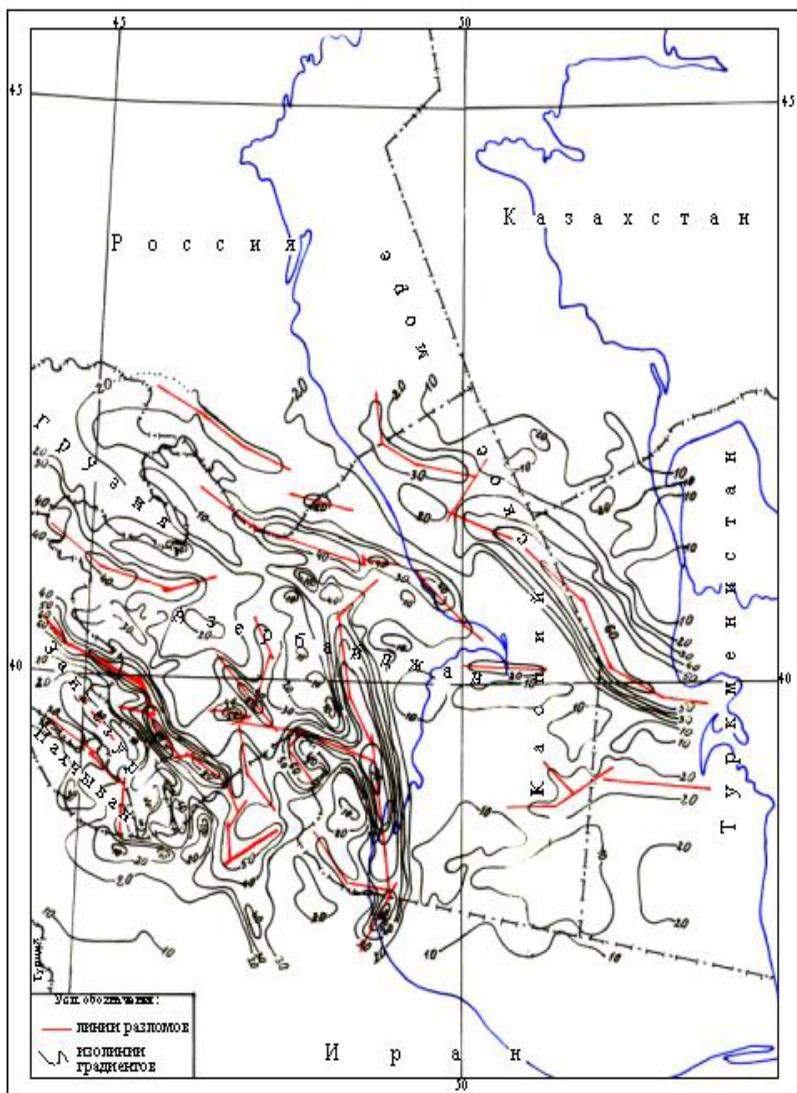


Рис.4.2.2.1 Карта горизонтальных градиентов ($r_1=10$ км, $r_2=15$ км)

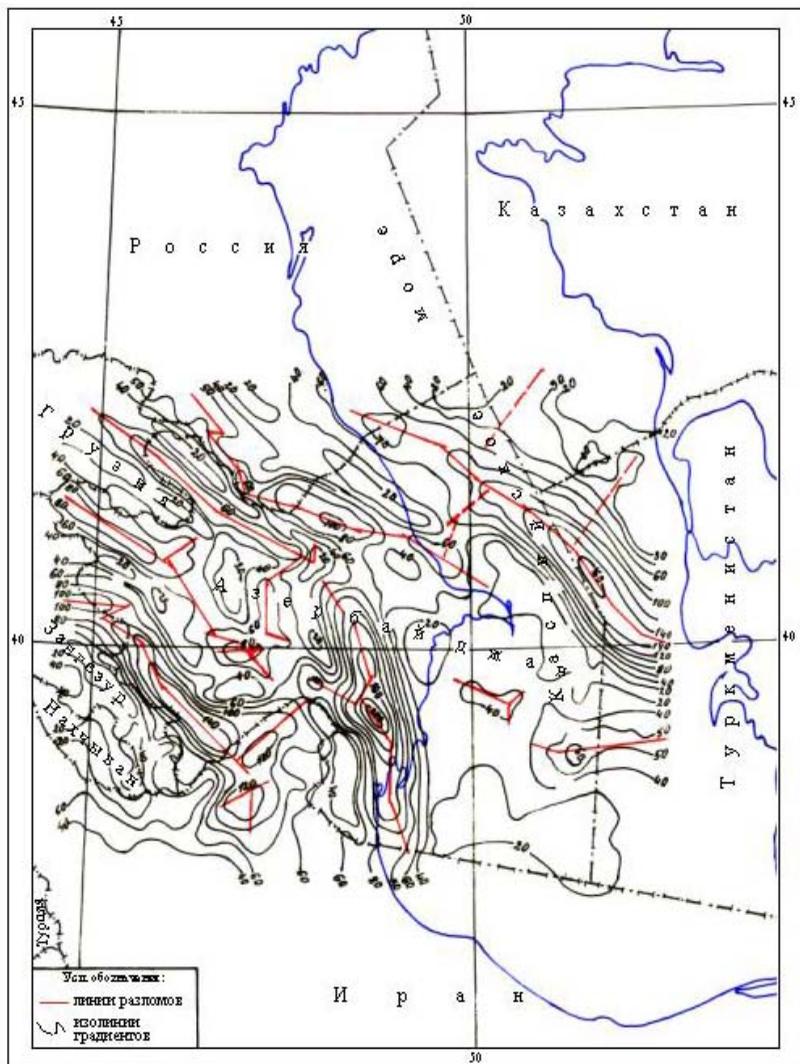


Рис.4.2.2.2 Карта горизонтальных градиентов ($r_1=25$ км, $r_2=30$ км)

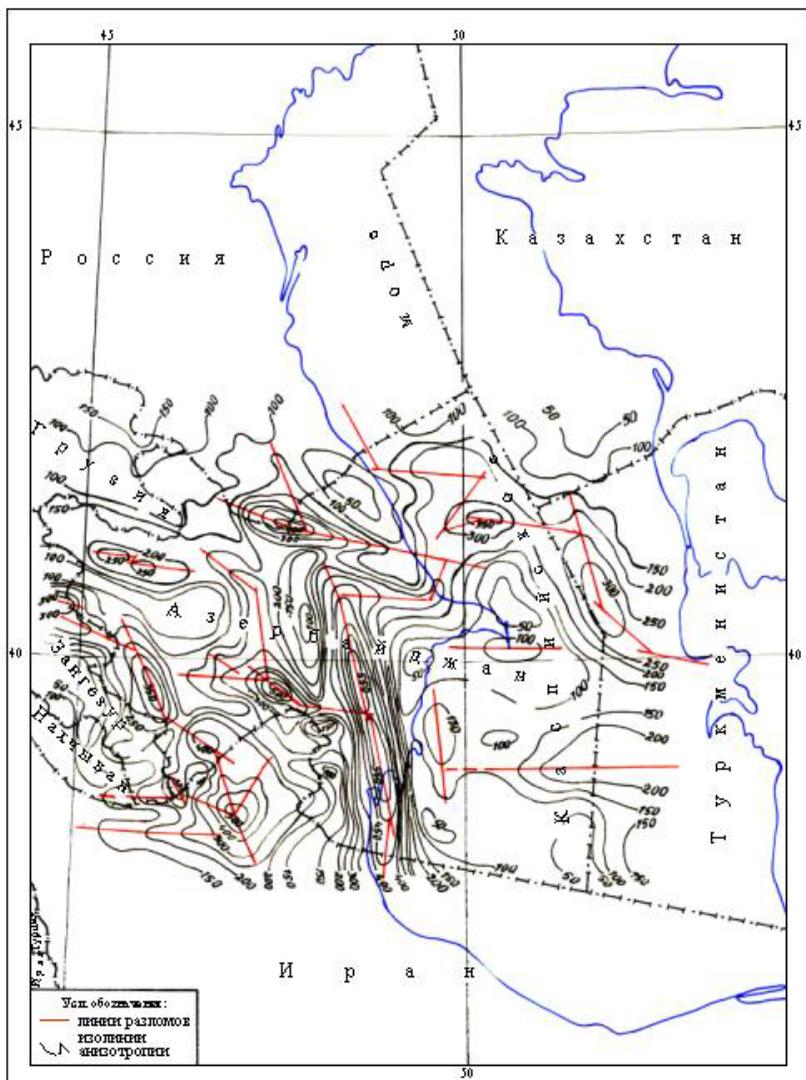


Рис.4.2.2.3 Карта анизотропной трансформации ($S=30 \times 70 \text{ км}^2$, $\alpha=0^\circ \div 180^\circ$)

4.2.3. РЕЗУЛЬТАТЫ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ ГРАВИ-МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Совместный анализ гравитационных и магнитных аномалий имеет большое значение при палеотектонических исследованиях /53, 57, 85, 86, 90, 111, 115/. В этой связи впервые для совместного анализа данных грави-магниторазведки нами были вычислены псевдомагнитные аномалии $\Delta T_{\text{ПМ}}$ по изложенной в разделе 3.1 методике (рис. 4.2.3.1 и 4.2.3.2). В отличие от псевдомагнитных аномалий $Z_{\text{ПМ}}$ аномалии $\Delta T_{\text{ПМ}}$, в основном, соответствуют разломным зонам, т.к. в формулу (3.1.11) входит параметр V_{SZ} , соответствующий горизонтальному градиенту гравитационного поля.

Перед тем, как перейти к совместному анализу данных грави- и магниторазведки, проанализируем результаты магнитометрии. В пределах Каспийского моря в 1992 году впервые была выполнена трансформация магнитного поля и составлены соответствующие карты. В связи тем, что в исследуемом регионе отсутствует подобная и сводная магнитная карта, нами не выполнена трансформация геомагнитного поля. Но мы полностью присоединяемся к полученным в работе /1/ результатам, т.е. почти все приразломные аномалии горизонтальных градиентов и анизотропных трансформаций должны совпадать в плане, но исключение составляет гравитационный элемент МГРМ. Это и видно из карт псевдомагнитных аномалий и геолого-

геофизического профиля, пересекающего МГРМ через СГ-1. На этом профиле в пределах МГРМ вырисовывается сильнодислоцированное гравитационное поле, а кривая магнитного поля выражена слабым магнитным максимумом, усложнённым относительно двумя минимумами. При чём эти минимумы носят „дислоцированный и затухающий“ характер. Это свидетельствует о том, что аномальный гравитационный фактор при образовании первоначально имел и магнитоактивные вещества, но со временем они „затухали“. Об этом свидетельствует слабый магнитный максимум ΔZ_A (вертикальная составляющая магнитного поля), смещённый в плане по отношению МГРМ. Причиной смещения может быть косо магнитные влияния аномальных факторов.

Карты псевдомагнитных аномалий, вычисленные по теореме Пуассона в двух значениях интенсивности напряжения намагниченности (рис. 4.2.3.1 и 4.2.3.2), вырисовываются отрицательными значениями, при этом форма и размеры аномального поля остаются прежними. Но интенсивность аномального поля в сотни раз увеличивается, по абсолютным значениям. Кроме этого, на картах псевдомагнитных аномалий МГРМ окружается магнитными минимумами в виде цепочки. При чём, эти „минимумы-цепочки“ окружают самую интенсивную часть МГРМ, а его выступы СГ, ТВ и ГТ вырисовываются совсем по-другому.

Это может являться, на наш взгляд, крайне важным критерием для правильного истолкования геологической природы

МГРМ, т.к. интенсивные магнитные максимумы в абсолютных значениях, оконтуренные магнитными минимумами, свидетельствуют о расположении магнитоаномальных факторов кислого состава /111, 139/.

Таким образом, проведённый совместный анализ данных грави- и магниторазведки исследуемого региона указывает на единую природу гравитационных и магнитных аномалий, обусловленную в пределах Среднего Каспия преимущественно структурой вулканогенно-осадочных пород верхнего палеозоя и приразломным внедрением глубинных магнитоактивных пород основного состава, а в пределах МГРМ и ЮКРМ аномалии связаны с глубинным магматизмом мантийного происхождения и кислого состава.

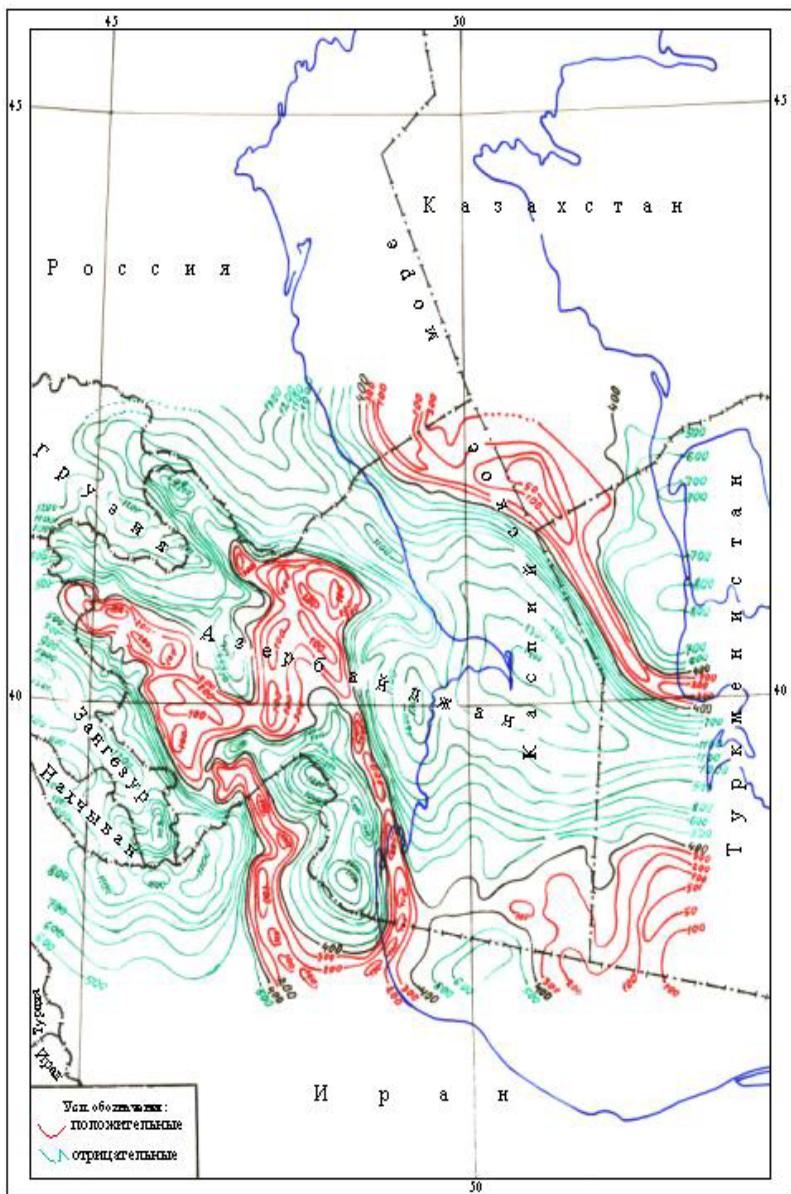


Рис.4.2.3.1 Карта псевдомагнитных аномалий (интенсивность намагничивания $\chi=400 \times 10^{-4}$ СГС)

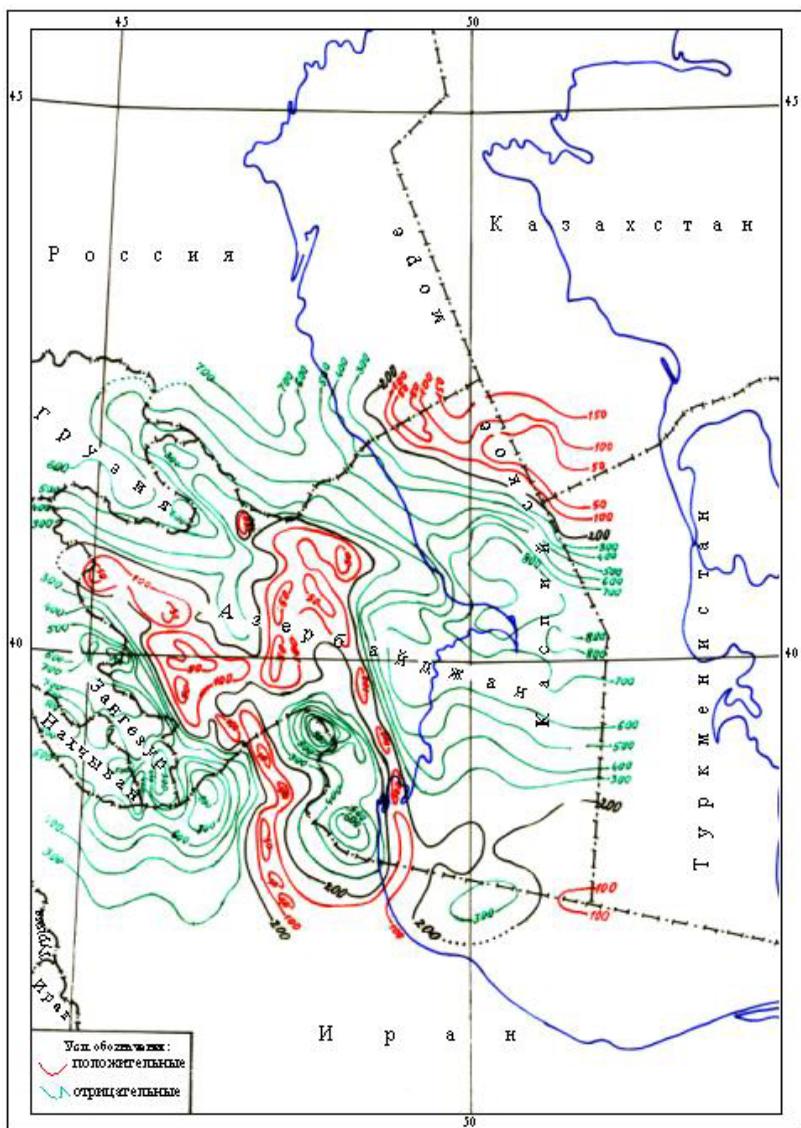


Рис.4.2.3.2 Карта псевдомагнитных аномалий (интенсивность намагниченности $\chi=200 \times 10^{-4}$ СГС)

4.2.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА

Параметры глубинных разломов исследуемого региона были определены с использованием программ RAZLON, RAZLON2 и BLOK /1/, и оценка параметров ПТР, МКР и ЗКР выполнена в нескольких сечениях, пересекающих главные региональные гравитационные элементы исследуемого региона. Сначала кривые гравитационного поля были подвергнуты сглаживанию и были приведены к нулевому уровню /53, 54/ с шагом 5 км.

Выбор параметров ПТР был произведён при значениях глубины верхней кромки $Z \in 5 \div 10$ км с шагом ΔZ в глубину 0.2 км, $\alpha \in 45^\circ \div 130^\circ$ с шагом $\Delta \alpha = 5^\circ$.

В таблице 4.1 приведены результаты перебора, полученные при $\alpha = 120^\circ$, при котором среднеквадратическое отклонение S было минимальным (программа RAZLON).

Табл. 4.1

Z_1 , км	Z_2 , км	R	InS, мГал	σ , г/см ³
1	23	0.9614	0.391	0.213
2	26	0.9597	0.306	0.241
3	24	0.9530	0.217	0.289
4	21	0.9564	0.025	0.371
5	18	0.9549	0.187	0.505
6	15	0.9538	0.421	0.761

7	10	0.9531	0.973	2.487
8	9	0.9528	0.973	7.472
9	10	0.9523	0.680	7.202
10	11	0.9515	0.419	6.999

Как видно, при $Z_1=4$ км и $Z_2=21$ км $S=0,025$ мГал (в логарифмическом масштабе) и плотность $\Delta\sigma=0.371$ г/см³. Полученное значение $\Delta\sigma$ хорошо согласуется с имеющимися данными о плотностях пород по этой зоне, т.к. значение плотностей пород мезо-кайнозоя 2.0 – 2.4 г/см³, а палеозойского фундамента и гранитного слоя - 2.6 – 2.78 г/см³.

Оценка параметров ПТР также была выполнена по составленной нами программе RAZLOMN2. По сейсмическим данным была создана геологическая модель верхней части разреза с учётом резкого опускания в зоне разлома юрских и более древних отложений. При чём, положение верхней границы трапции, приуроченной приближенно к консолидированной коре, было оставлено без изменения ($Z_1=11$ км), и перебор был произведён с изменением угла плоскости сбрасывания. В таблице 4.2 приведены результаты подбора параметров по программе RAZLOMN2.

Табл. 4.2

$\alpha, ^\circ$	$Z_2, \text{ км}$	R	S, мГал	$\Delta\sigma, \text{ г/см}^3$
60	11.5	0.972	29.70	6.45

65	11.5	0.982	26.04	6.64
70	11.5	0.989	23.14	3.26
75	11.5	0.993	20.26	3.12
80	11.5	0.995	17.64	7.14
85	11.5	0.990	16.22	7.91
90	14.0	0.996	14.10	1.23
95	17.3	0.996	13.32	0.57
100	20.0	0.995	12.12	0.92
105	23.0	0.994	10.52	0.39
110	21.5	0.991	8.49	0.47
115	18.5	0.993	7.26	0.23
120	12.0	0.964	7.67	4.21
125	11.5	0.979	9.48	8.59
130	11.5	0.974	11.86	8.81
135	11.5	0.968	14.75	9.07

Как видно, при 115° (от нормали 25°) среднеквадратическое отклонение $\Delta g_{\text{теор}}$ от $\Delta g_{\text{набл}}$ минимизируется при $\alpha \in 100^\circ \div 115^\circ$ и $\Delta \sigma$ варьирует в реальных пределах, т.е. $\Delta \sigma < 0.5$ г/см³. Однако, при значениях $\Delta \sigma = 0.23$ г/см³, $S = 7.26$ мГал и $R = 0.993$ среднеквадратическое отклонение получается наименьшим. Наиболее приемлемым вариантом подбора является $Z_2 = 18.5$ км и $\alpha = 115^\circ$. Сравнение результатов определения нижней кромки ПТР по программам RAZL0M и RAZL0MN2 ука-

зывает на определённую сходимость их результатов (с отклонением 1.0 – 1.5 км). При чём, если считать, что глубина Z_2 является наименьшим значением глубины нижней кромки сброса, то Z_2-Z_1 будет соответствовать амплитуде сбрасывания, т.е. $18.5-11.0=7.5$ км. Следует отметить, что аналогичная методика была использована для оценки параметров других разломов.

Для определения минимальной глубины проникновения глубинного разлома более эффективным является применение программы BЛОК /52, 55/. Перебор параметров ПТР по программе BЛОК осуществлен при значениях: Z_1 от 4 до 10 км; $g_{фон}$ от 0 до 30 мГал; $\Delta\sigma$ от 0.1 до 0.5 г/см³; фон от 0.01 до 0.08 мГал/км.

В табл. 4.3 приведены значения Z_1 , Z_2 , К и S, полученные в различных вариантах. Как видно, минимальное среднеквадратическое отклонение $\Delta g_{набл}$ от $\Delta g_{теор}$ получено при $\Delta g_{фон}=30$ мГал

$$\Delta\sigma_{эф}=A \times e^{-K}=0.2 \times e^{-0.02}=0.2 \times 0.9802=0.19604 \text{ г/см}^3$$

Табл. 4.3

$\Delta g_{фон}, \text{мГал}$	Z_1 км	$Z_2, \text{км}$	A	K	S, мГал
0	9	31	0.4	0.03	6.93
10	8	42	0.2	0.01	5.16
20	8	67	0.2	0.02	4.43

30	9	80	0.2	0.02	4.03
----	---	----	-----	------	------

По этим определениям $Z_1=9$ км и $Z_2=80$ можно судить о большой глубине проникновения этого разлома, охватывающего всю толщу земной коры и верхней мантии. По таблице 4.3 легко судить, что минимальная глубина заложения ПТР не менее 80 км.

Таким образом, результаты применения RAZLON, RAZLOMN2 и БЛОК показывают их высокую эффективность и позволяют сделать следующие выводы о параметрах глубинных разломов.

По ПТР:

- минимальная глубина проникновения достигает 80 км;
- наименьшая глубина заложения составляет около 20 км;
- плоскость наклона направлена на север северо-восток под углом около 30° , что указывает на надвиговый характер разлома и наличие зоны субдукции базальтового слоя с последующим инверсионным построением до юрского фундамента Апшероно-Прибалханской зоны палеоген-неогеновой складчатости.

По МГР:

- минимальная глубина проникновения достигает 18-20 км;
- наименьшая глубина заложения составляет около 5-8 км;
- плоскость наклона представляется вертикальной, т.к. полученные значения угла наклона варьируются в пределах

$\pm 10 \div 15^\circ$, что свидетельствует о вертикальном проникновении или сложной плотностной характеристике осадочного чехла, который является одним из основных аргументов гравиметрической карты в редукции Буге.

По ЗКР:

- минимальная глубина проникновения достигает $100 \div 110$ км;
- наименьшая глубина заложения составляет около 5 км;
- плоскость наклона направлена на северо-восток под углом около $15 \div 20^\circ$, что указывает на внедрение магматического комплекса отложений из больших глубин. Наличие МГРМ в близкой окрестности ЗКР свидетельствует о глубинном магматизме, возможно, мантийного происхождения.

4.2.5. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Изучением тектонического строения исследуемого региона и прилегающих территорий занимались такие крупные учёные, как А.Д. Архангельский, В.В. Белоусов, И.О. Брод, Е.Е. Милановский, М.Ф. Мирчинк, М.В. Муратов, В.Е. Хаин, Я.С. Шатский, А.А. Али-Заде, И.Ш. Шихалибейли, Ак.А. Али-Заде, и ряд других исследователей. Сводной по Средне-Каспийскому нефтегазоносному бассейну работой является труд Л.А. Польстера, Д.И. Висковского и др. /102/. В этой работе сведены все имеющиеся геолого-геофизические данные на период до 1970 г. о тектонике, истории геологического развития и нефтегазоносности Средне-Каспийского бассейна, охватывающего централь-

ную часть Скифско-Туранской платформы и северную приграничную зону альпийской геосинклинали, т.е. северную окраину Южно-Каспийской мегавпадины. В кандидатской диссертации автора по Среднему Каспию на тему „Глубинное строение Среднего Каспия по геофизическим данным“ проанализированы и сведены все имеющиеся геолого-геофизические данные на период до 1992 года, и на основе трансформации гравитационного и магнитного полей, также других априорных данных впервые для Среднего Каспия составлена карта тектонического районирования, где отражены все тектонические элементы, как региональные, так и детальные.

В геофизическом отношении строение исследуемого региона освещено в работах Ю.Я. Година, И.Л. Косминской, В.В. Федынского, Э.Э. Фотиади, В.А. Корнева, В.И. Куликова, А.А. Али-Заде, И.Ш. Шихалибейли, Ф.С. Ахмедбейли, Ак.А. Али-Заде, И.О. Цимельзона, А.А. Борисова, Я.Н. Маловицкого, М.М. Раджабова, Р.М. Гаджиева, Т.С. Амирасланова, А.Н. Гаджиева и ряда других исследователей. В настоящее время по исследуемому региону накоплены в значительном объёме новые геофизические данные, которые нуждаются в комплексировании и анализе на основе нового тематического и методологического подхода.

Исходными интерпретационными материалами для тектонического районирования исследуемого региона послужили: - гравиметрические карты в редукциях Буге и Фая, сведённые на-

ми для региона, также карты геомагнитного поля ΔT_A и ΔZ_A , карты трансформант гравитационного поля, полученные с применением методов изотропных и анизотропных трансформаций, структурные сейсмические карты по поверхностям отложений пермо-триаса, юры и мела, также по отложениям осадочного чехла, глубинные и временные сейсмические разрезы, профили ГСЗ, КМПВ и ОГТ, также комплексные геолого-геофизические разрезы.

На рис.4.2.5.1 приводится составленная нами схема тектонического районирования западного борта ЮКМ. Здесь по наличию МГРМ выделена зона распространения магматического комплекса пород мантийного происхождения.

До недавнего времени, 1960 – 2000-ые годы, со стороны многих исследователей геологическая природа МГРМ объяснялась, как отмечено выше, приближением к поверхности Земли кристаллического и базальтового слоёв. На основе региональных сейсмических исследований по методам ГСЗ (1966) и КМПВ (1975) М.М. Раджабов сделал вывод о том, что здесь кристаллический фундамент залегает на глубине 5–6 км, а базальтовый слой – 7–8 км ($V=6.8 - 6.9$ км/сек). Геологическую природу этого максимума Т.А. Исмаил-Заде и Б.Э. Хесин объяснили поднятием магматических отложений Архей-Палеозойского возраста /86/. П.З. Мамедов о геологической природе МГРМ на основе сейсмоакустической информации высказал предположение следующим образом. В окрестности

ЮКРМ по сейсмо-стратиграфическим данным предполагается существование на глубине 13.5 – 18.0 км акустического барьера (АБ), подвергавшегося сильной эрозии.

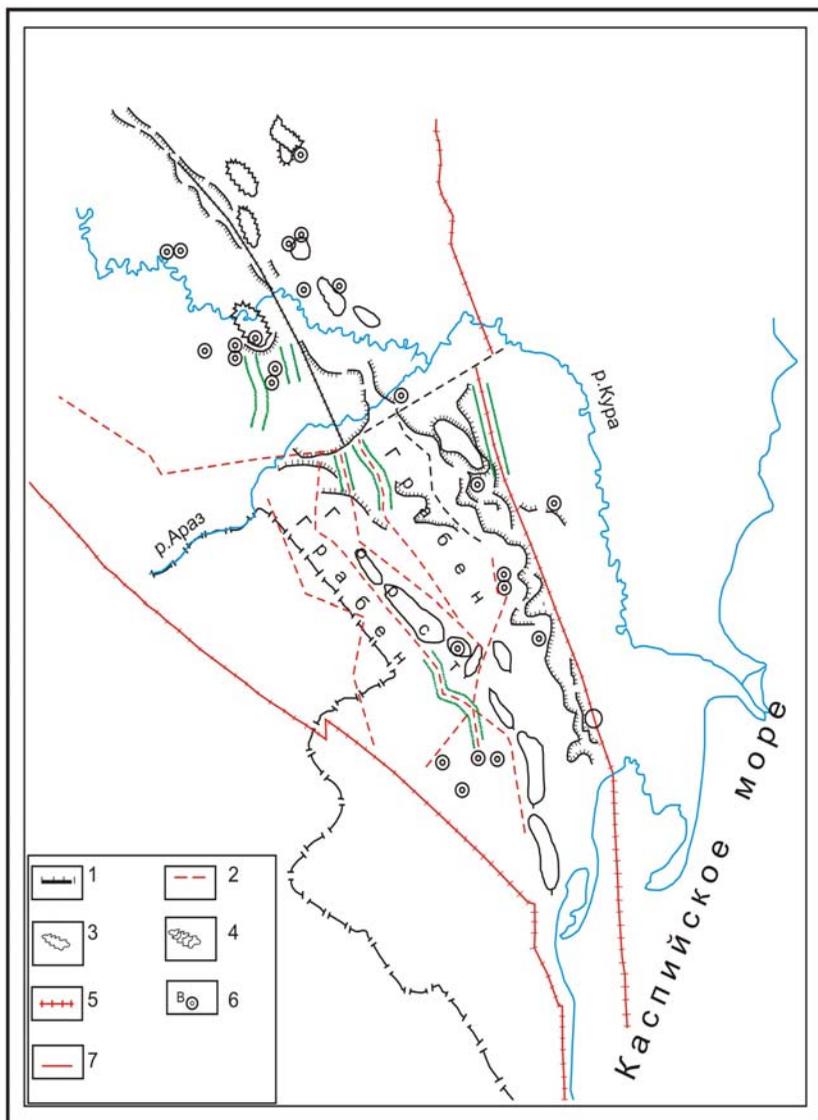


Рис.4.2.5.1. Карта тектонического районирования западного борта Южно-Каспийской впадины (в окрестности Мугано-Гарабахского максимума). 1- линии вклинивания неогеновых отложений; 2-разрывы; 3-рифтовые, возможно нефтеносные массивы; 4- рифтовые, нефтеносные массивы; 5- глубинный разлом; 6-скважины; 7-разломы.

Геологическую природу и геолого-тектоническое происхождение АБ П.З. Мамедов объясняет микроблоком, отделившимся от Иранского микроконтинента (ИМК), и в современном времени зона разделения АБ и ИМК представляется горно- и грабенообразной складчатой формой.

Подобное представление относится и к геологической природе МГМ со стороны П.З. Мамедова /99, 100/. Однако, геологическая природа этих аномалий со стороны автора данной монографии в 1998 году объяснялась совсем иначе, т.е. с внедрением на земную поверхность эффузивных гранитоидов мантийного происхождения /25, 29/.

Скважина СГ-1 достигнув глубины 8324 м, дала богатый фактический материал, всестороннее исследование которого позволило прийти к важным научно-практическим результатам.

Учитывая новые данные количественного анализа гравиметрии и материалы СГ-1, геологическую природу МГРМ мы объясняем приближением магматических отложений к поверхности земной коры. Магматическая масса (эффузивная масса) представляет собой „бесконечный цилиндр“ с радиусом 12 – 15 км, глубина верхней кромки оценивается 0.5 – 1.0 км, а глубина проникновения нижней кромки оценивается 45 – 50 км. Мы предполагаем, что МГРМ и ЮКРМ имеют идентичную геологическую природу. Существование же в пределах ЮКМ „останков“ ИМК, на наш взгляд, не объяснимо, т.к. отделившиеся от ИМК „останки“ не отражаются в палеодинамике гравитацион-

ного поля (продолжение в разные верхние и нижние полупространства), и также не объясняется теорией мобилизма, являющейся основой горизонтальных движений континентов.

Резюмируя выше отмеченное на основе гравиметрических карт, а также используя результаты других методов геофизики (электроразведки, магниторазведки, радиометрии и т.д.), комплексируя геолого-геофизические материалы, можно предположить ниже следующее:

1. Геологическая природа МГРМ связана с магматическими породами (гранитоиды, базальты и др.), проникающими из глубины на поверхность Земли (мантийный диапризм в виде эффузии), а геологическая природа локальных аномалий, соответствующих в плане максимальному выступу, объяснима рифовыми постройками, осложнёнными комплексом карбонатных отложений мезозойского возраста.

2. Геологическая природа МГРМ и ЮКРМ идентична, т.е. связана с глубинным магматизмом. В пределах МГРМ магма расположена на очень малой глубине, а в пределах ЮКРМ интрузивный континентальный магматизм застыл на глубине 15–18 км.

Для обоснования выше сказанного обратимся к материалам региональных геолого-геофизических профилей, характеризующих изучаемый регион в разных направлениях (Рис. 4.2.5.2). Геологические представления, высказанные нами, легко объясняются теорией тектоники литосферных плит (мобилизм), и эти

представления на разрезе полного нормированного градиента (ПНГ) профиля I - I, пересекающего гравитационные элементы МГРМ и ЮКРМ (Рис. 4.2.5.3), полностью отражаются, т.е. на разрезе ПНГ (количество гармоник $N=40$) хорошо видно, что МГРМ и ЮКРМ связаны с единой массой глубинного магматизма.

В следующих гармониках (Рис. 4.2.5.3_а) ЮКРМ вырисовывается слабыми аномалиями ПНГ, что свидетельствует о значительно большей глубине залегания магматической массы по отношению к МГРМ. На другом профиле II – II (Рис. 4.2.5.4 и 4.2.5.4_а) на разрезах ПНГ МГРМ сначала выделяется как единая масса ($N=10, 20$), а, начиная с 30^{-ой} гармоники, он вырисовывается как „пустой цилиндр“, что и доказывается полученных в работе /29/.

Как известно, в процессе субдукции и обдукции континентальные плиты подвергаются влиянию напряжённых положений /143÷167/. Из-за влияния этих напряжений происходят деформационные процессы в большом масштабе. В этом аспекте, представления о геолого-тектоническом развитии исследуемого региона с точки-зрения теории о тектонике литосферных плит объясняются следующим образом.

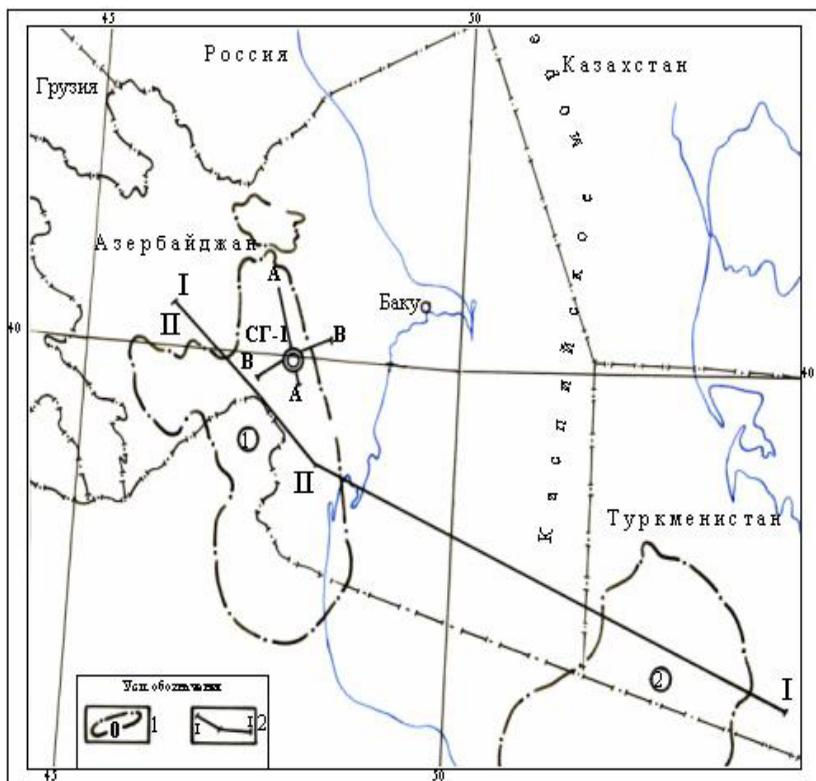
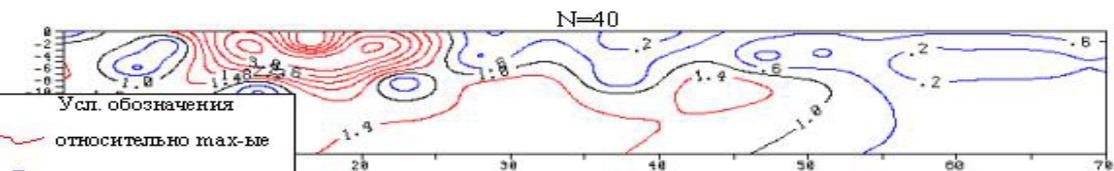
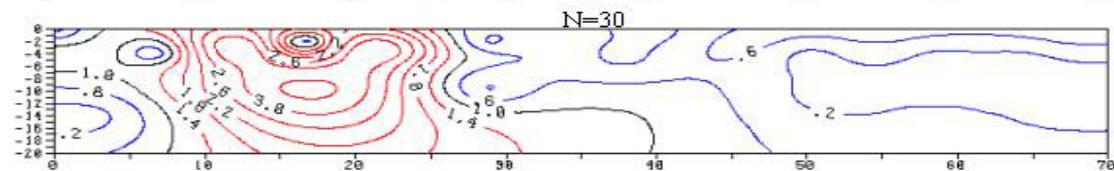
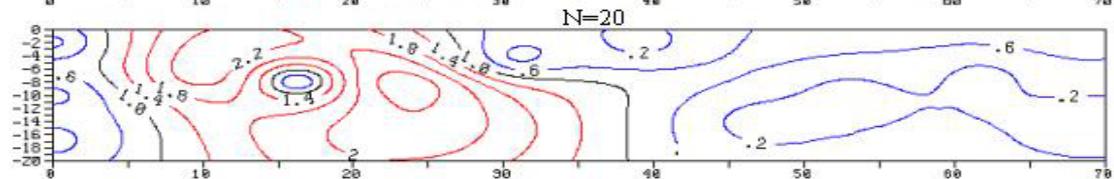
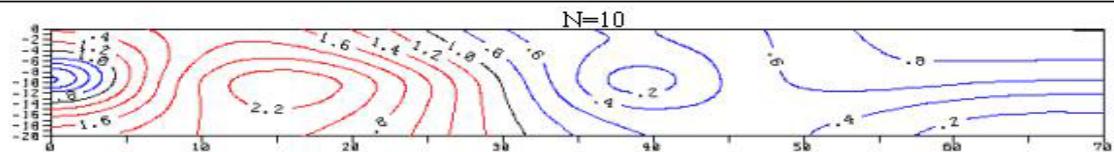


Рис.4.2.5.2 Схема расположения расчетных профилей



Усл. обозначения

— относительно макс-ые

— относительно мин-ые

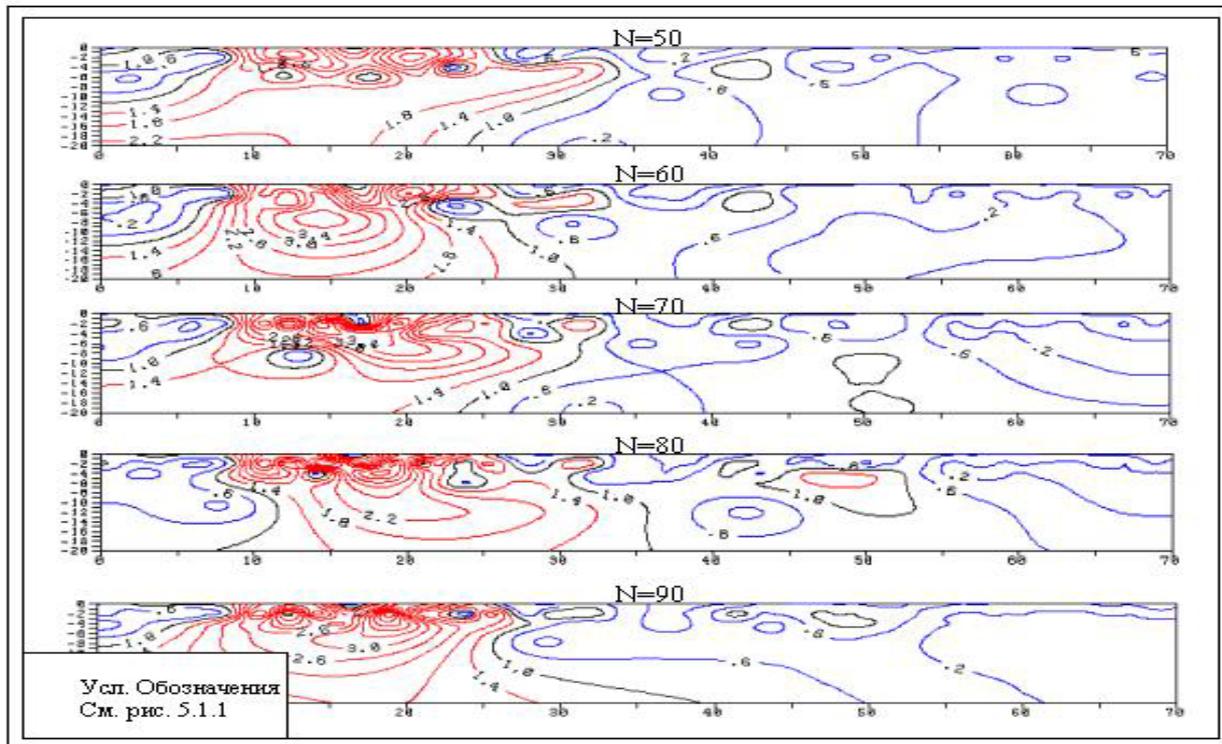
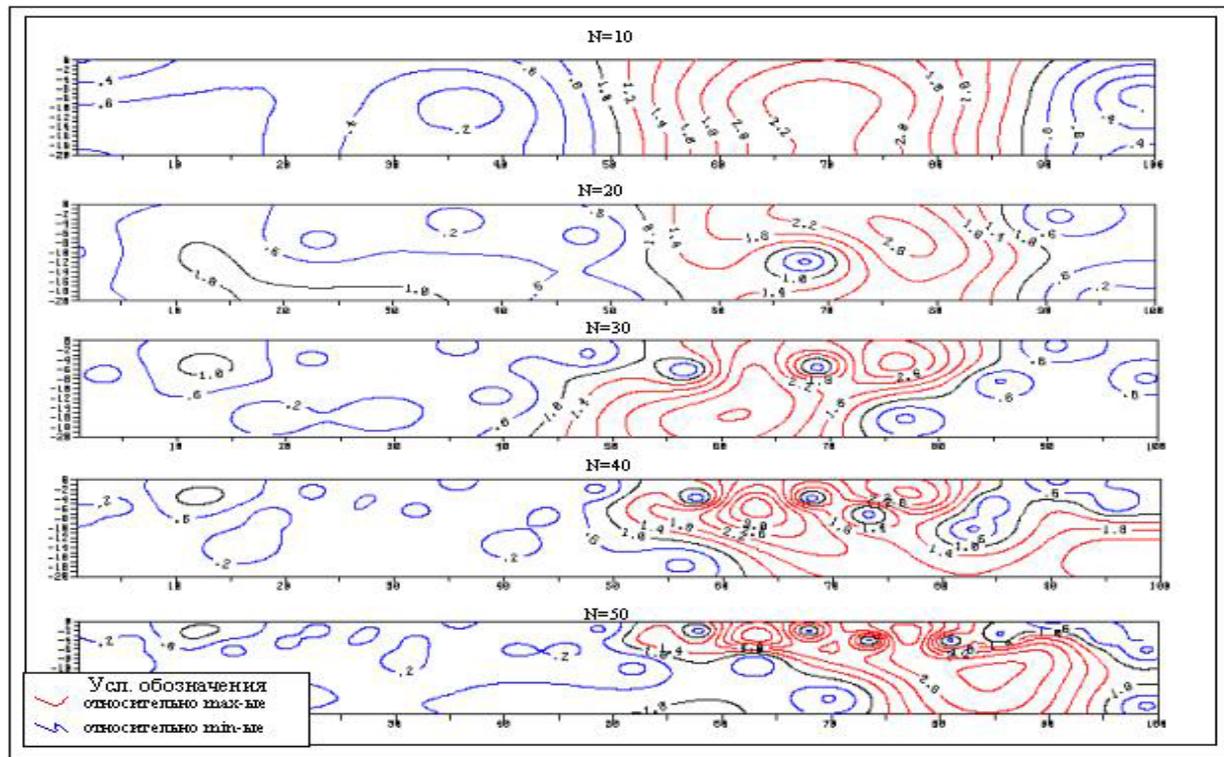


Рис.4.2.5.3а. Разрезы полного нормированного градиента по профилю I-I (N=50÷90)

M-1000000



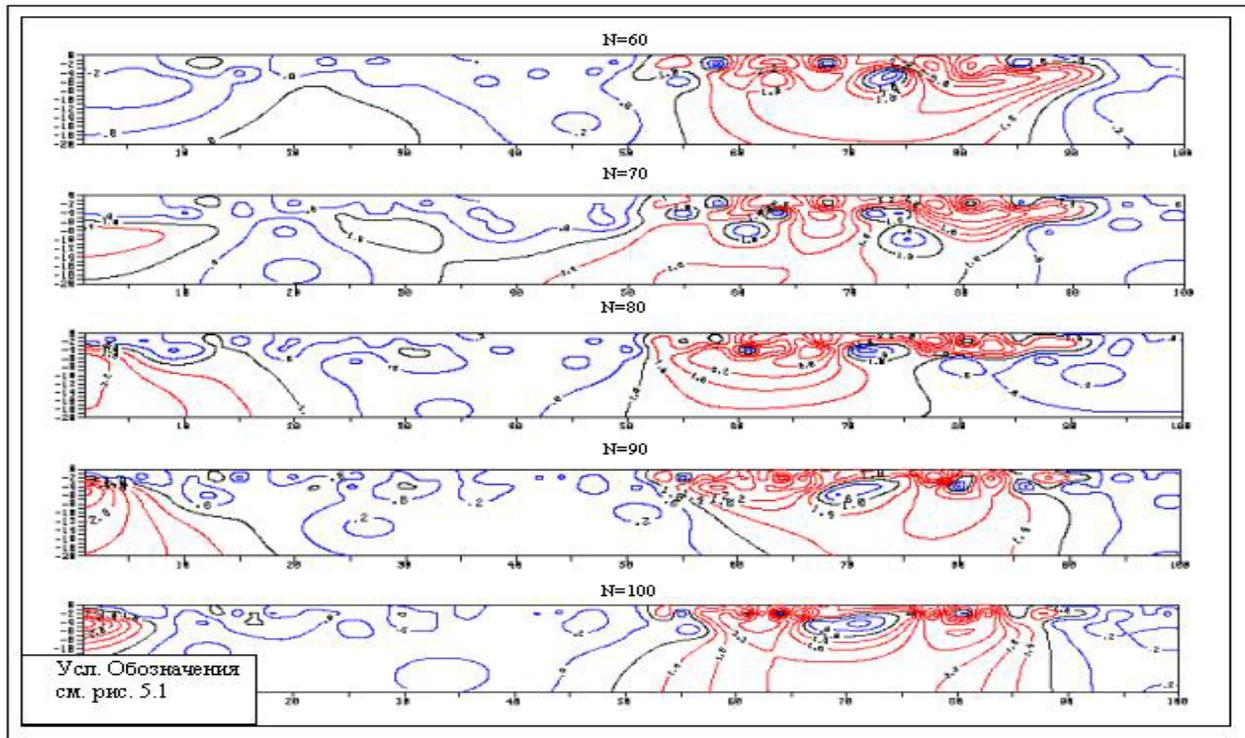


Рис.4.2.5.4а. Разрезы полного нормированного градиента по профилю II-II (N=60÷100)
 М-2000000

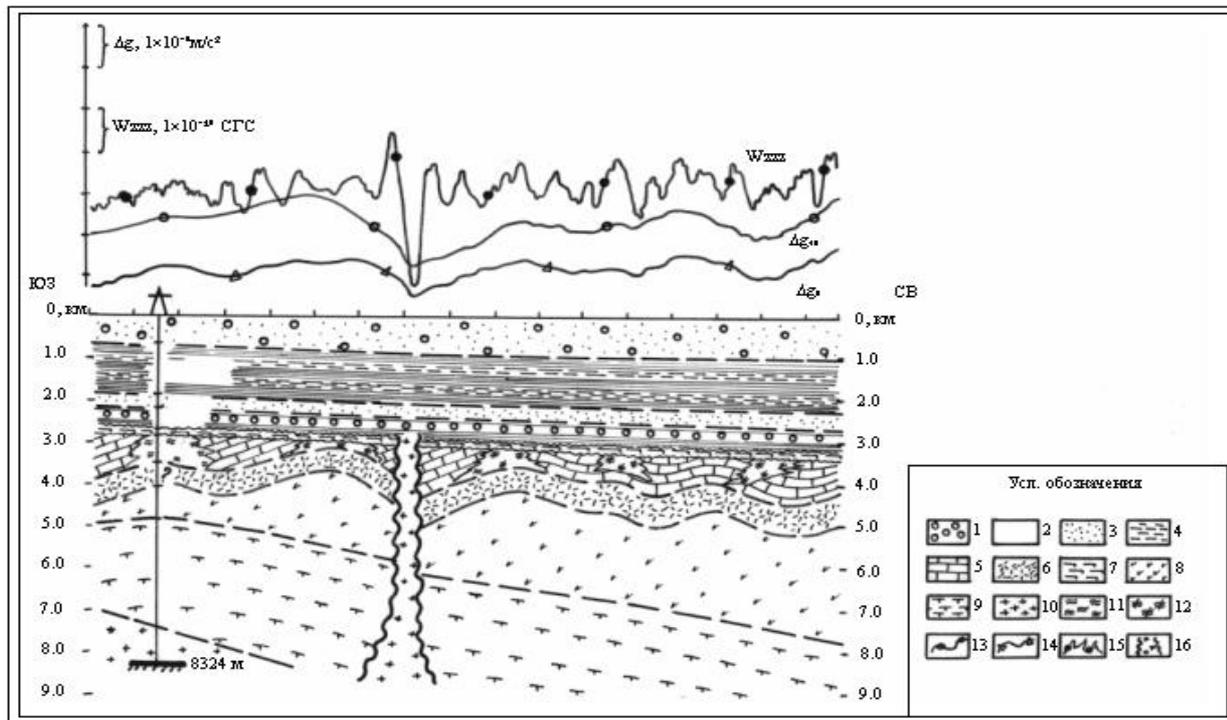


Рис.4.2.5.5. Геолого-геофизический разрез по профилю А-А

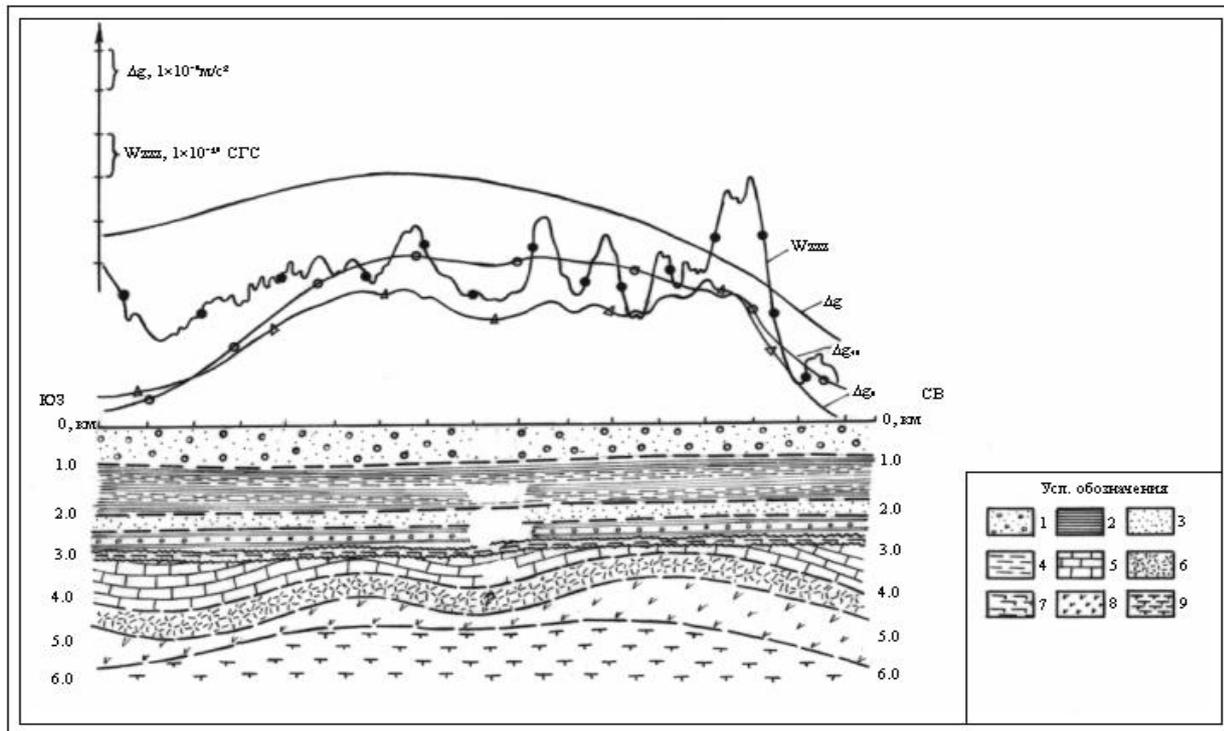


Рис.4.2.5.6. Геолого-геофизический разрез по профилю В-В

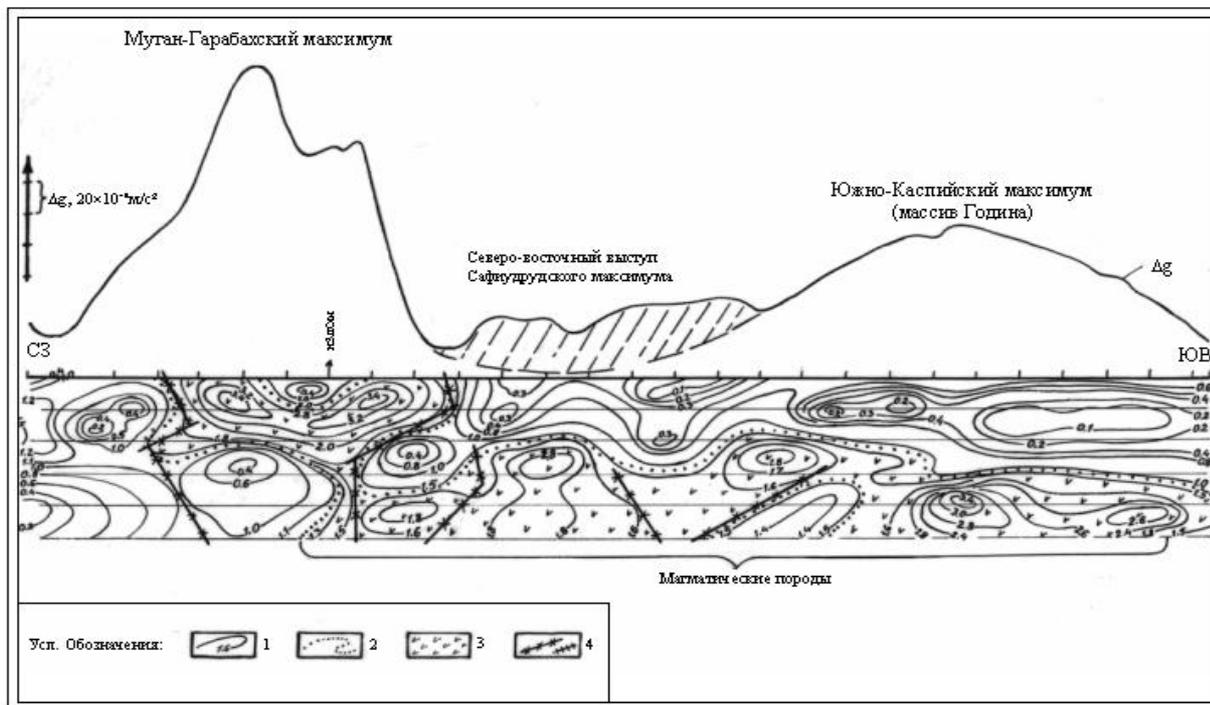


Рис.4.2.5.7. Геофизический разрез (полный нормированный градиент) по профилю I-I

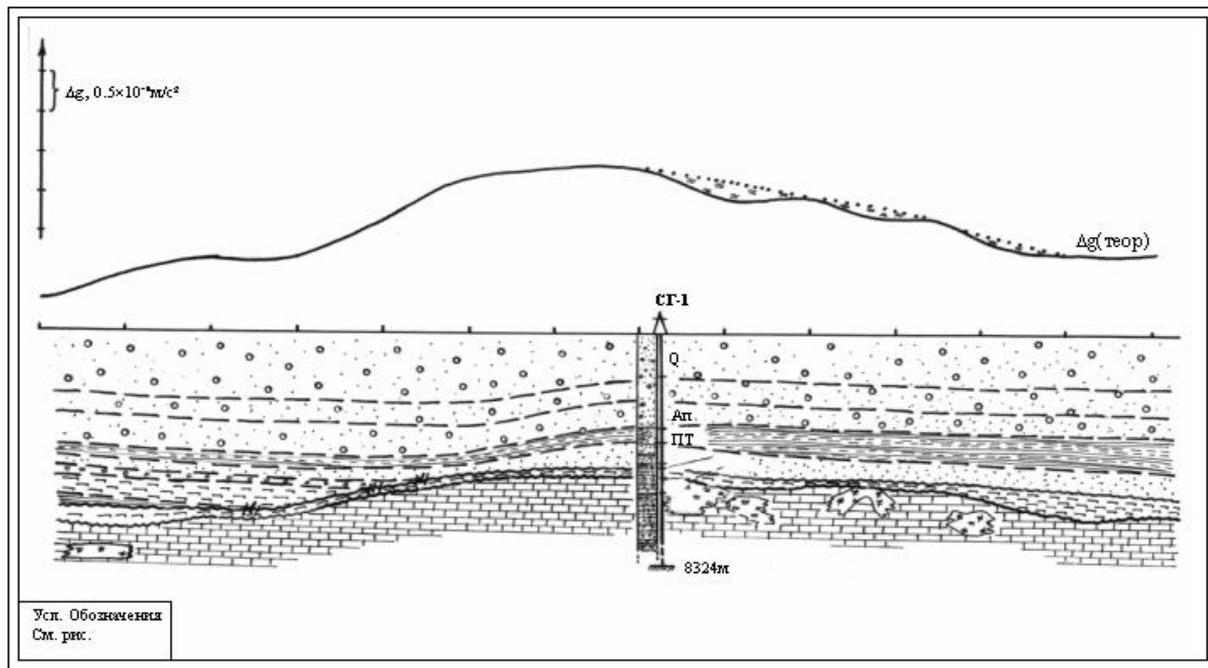


Рис.4.2.5.8. Геологическая модель СГ-1 по данным гравиметрии

В конце мезозойской эры при движении Индостанской микроплиты, отделившейся от Африканского материка в результате столкновения с Евразийским континентом, блок Деште-Лут, расположенный в восточной части территории Ирана, и блок Среднекаспийско-Туранский, расположенный на восточном побережье Среднего Каспия, которые отделены друг от друга Копетдагской и Биналудьской высокогорной складчатостью, были подвергнуты деформации. В результате направление простирания Среднекаспийско-Туранского блока изменилось, а именно, блок повернулся в направлении против часовой стрелки. А в результате столкновения Аравийского щита опять же с Евразийским континентом, подвергался деформации и Главный Загросский надвиг, и поворот выше названного блока был по направлению часовой стрелки. В результате этих деформаций главный удар силы сжатия попал в окрестность современного МГРМ и ЮКРМ. По глубинным ранее существовавшим рифтовым разрывам мантийная магма проникла на поверхность Земли и в современной эпохе эта магма мантийного происхождения и является геологической природой МГРМ. В окрестности современного ЮКРМ эта же мантийная магма в виде интрузии застыла на глубине 13.5 – 18.0 км в связи со слабым развитием рифтогенеза.

До столкновения Индостанской и Аравийской плит с Евразийской плитой исследуемая территория была в окрестности море Тетиса /119/. После магматизма на территории совре-

менного МГРМ морские условия сменились континентальными условиями. Внедрение мантийного диапризма на поверхность Земли стало причиной деформации земной коры в окрестности современного МГРМ. Именно в результате этой деформации, в основном, отложения мезозойского возраста не согласно залегают снизу и сверху. В то же время, погибшие массовые колонии фауны в континентальных условиях образуют в карбонатных отложениях выше сказанные рифовые постройки. После завершения магматических процессов, вызванных горизонтальными движениями плит, установились относительно спокойные геодинамические условия, и произошла трансгрессия. Эта территория вновь была подвергнута морским условиям, и заново стало происходить осадконакопление. Слои отложений, образовавшиеся после мезозойского времени, характеризуются моноклиналильным залеганием и спокойным падением в сторону Каспия. Представление о глубинной тектонике исследуемого региона изображено на рис. 4.2.5.5÷8. При составлении этих геолого-геофизических разрезов за основу были взяты данные СГ-1. В то же время, были пересмотрены также данные скважин, расположенных на изучаемой территории (Гараджалы, Гарабуджаг, Сор-Сор, Джарлы, Мил, Ср. Муган, Шорсулу, Узунтяпе и др.).

На этой территории Азербайджана, т.е. в пределах МГРМ, с целью изучения нефтегазоносности пород были проведены многочисленные исследования и опубликованы много-

численные материалы. Многие авторы предлагают для изучения нефтегазоносности основные исследования направить к рифовым постройкам /62, 63/, а другие предлагают изучать не антиклинальные (зоны выклинования) ловушки /94/. Разная направленность мнений исследователей свидетельствует или о сложной тектонике, или о слабом представлении о тектонике района. В этом отношении, для изучения нефтегазоносности в окрестности МГРМ, по мнению автора данной монографии, надо в правильном направлении комплексировать геолого-геофизические работы, и нефтегазовые залежи надо искать ниже горизонта „Р“, характерного для временных и глубинных сейсмических разрезов региона и стратиграфически приуроченного к границе „несогласие“ (возможно размытая поверхность Мезозоя). Потому, что для скопления углеводородных продуктов ниже горизонта „Р“ существуют благоприятные тектонические условия, но в новом аспекте необходимо истолковать миграции нефти в результате столкновения плит.

Перспективность нефтегазоносности участка ЮКРМ надо анализировать во втором плане в связи с большой глубиной.

ГЛАВА V. ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИКИ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР АЗЕРБАЙДЖАНА В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ

Крупнейшие учёные и исследователи мира в области геологии придавали большое значение самым разнообразным методам геофизических исследований и их интерпретации для выяснения геологического строения и истории развития земной коры и Земли в целом. В настоящее время невозможно представить себе тектонические и особенно геодинамические исследования без геофизики. Все эти науки стали неразрывными и пронизывают друг друга. В последнее время важным направлением является восстановление не только палеотектонических условий геологического прошлого, но и палеодинамических геофизических параметров, в частности, гравитационного поля.

Во временной динамике поля силы тяжести, несомненно, проявляются определённые закономерности, присущие различным этапам формирования геологических структур. Зафиксировать и геологически объяснить эти закономерности возможно на основе иерархически взаимосвязанных плотностных моделей среды, соответствующих последовательности гравитационного моделирования путём создания системы основных этапов геологического развития. На основании той или иной геологической концепции для исследуемого региона сначала строятся модели на некоторую последовательность этапов тектогенеза. Для каждой такой геологической модели на основании фактических геолого-геофизических данных разрабатываются структурно-

плотностные модели и вычисляются гравитационные поля. В результате образуется временная последовательность карт гравитационных полей, характеризующая важнейшие этапы развития земной коры региона. Если принятая геотектоническая концепция отражает реальность геологического развития, то изменения гравитационного поля при переходе от одного этапа к другому (от одной геологической модели к другой в данной их последовательности) должны быть закономерными и объяснимыми. Надо заметить, что для успешного решения этой задачи необходимо представление временной последовательности геологических моделей обязательно на основе той или иной концепции тектогенеза. Разобъединённый же, эпизодический характер построенных плотностных моделей и им соответствующих гравитационных полей для отдельных этапов геологической истории не позволяет проследить закономерную последовательность изменения силы тяжести в регионе.

Вопросы зарождения гравитационных возмущений в литосфере и астеносфере и процессы их развития и релаксации в аспекте формирования тектонических структур так или иначе обсуждались в монографиях С.А. Ушакова и М.С. Красса 1972-74гг., С.С. Красовского 1981г., О.Г. Сорохтина 1993г., С.М. Богдановой 1996г., Р.Г. Гарецкого, Г.И. Каратаева, И.В. Данкевича и В.С. Голобокова 1999-2001гг., К.О. Кратца и В.П. Митрофанова 1980г., Ч.Б. Борукаева 1985г., А.В. Чекунова, В.Б. Соллогува 1991г. и др. В данной монографии мы пытаемся развивать это

направление интерпретации аномалий силы тяжести путём построения и анализа гравитационных карт разных трансформаций на основе геомеханики и тектонических теорий и гипотез.

Для изучения закономерностей изменений гравитационного поля в истории геологического развития земной коры Азербайджана мы исходим из единой концепции: – концепции мобилизма. Исходными данными для познания отражения геодинамики основных геоструктур послужили конкретные геолого-геофизические материалы, полученные в процессе многолетних исследований в Азербайджане и соседних регионах, и, в первую очередь, результаты разномасштабных геологических съёмки погребённого кристаллического фундамента и глубинного сейсмического зондирования. Таким образом, прямая гравиметрическая задача решалась в двухмерном варианте, в основном, они использовались для задания контуров тех или иных геологических комплексов в плане. Плотностные параметры по поверхности кристаллического фундамента или по отдельным горизонтам осадочного чехла принимались по данным скважин. В отдельных случаях плотности принимались априори в соответствии с предполагаемым геологическим строением. Плотностные параметры глубинных частей земной коры для ранней стадии геологической истории принимались, исходя из принятой гипотезы о составе первичной стадии земной коры. Для более поздних этапов плотностные параметры земной коры согласовывались со скоростными характеристиками.

В результате проведённых исследований удалось обнаружить отражение геодинамики основных геоструктур Азербайджана в гравитационном поле. С целью истолкования выявленных отражений геодинамики ниже приводится краткое описание гравитационного поля Азербайджана и его трансформант.

5.1. ОСОБЕННОСТИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ КАРТ АЗЕРБАЙДЖАНА

Для территории Азербайджана (по Каспийскому морю и суше) составлены две региональные гравиметрические карты в редукции Буге ($M - 1:500\ 000$) при значениях плотности промежуточного слоя $\sigma=2300\text{ кг/м}^3$ и $\sigma=2670\text{ кг/м}^3$. Несмотря на то, что геологической интерпретации гравитационного поля придавалось особое внимание в течение долгих лет и со стороны многих исследователей и учёных, изучение геотектонических режимов с помощью гравитационных аномалий (как региональных, так и локальных) в комплексе оставалось вне поля зрения исследователей. Представленная монография, возможно в какой-то степени, восполнит этот пробел.

Для гравитационного поля в редукции Буге в исследуемом регионе характерно наличие трёх региональных максимумов: - МГРМ (на суше), ЮКРМ и СТМ (на море). СТМ отделён от МГРМ и ЮКРМ крупным АПРМ. Как выше было отмечено, МГРМ и ЮКРМ на карте при значении плотности промежуточного слоя $\sigma=2670\text{ кг/м}^3$ представлены малой интенсивностью и размерами и не связаны между собою, кроме этого, МГРМ вы-

ражен овалообразно, и не возможно судить о направлении его простирания, но ЮКРМ имеет доминирующее простирание в СЗ – ЮВ направлении. На этой же карте при значении плотности промежуточного слоя $\sigma=2300 \text{ кг/м}^3$ эти максимумы представлены более интенсивно (особенно МГРМ) и связаны между собою. Интенсивность СТМ на обеих картах одинаковая, но направление простирания на карте при плотности $\sigma=2300 \text{ кг/м}^3$ отклонено к юго-западу примерно на $18-20^\circ$ по сравнению с картой при плотности $\sigma=2670 \text{ кг/м}^3$.

В результате проведенного мною анализа выше названных карт удалось высказать ряд предположений о геодинамике Средиземноморского пояса в палеозойское и мезозойское время, в частности, в пределах территории Азербайджана о причине образования региональных гравитационных аномалий, геологической природой которых являются основные геоструктуры Азербайджана.

На мой взгляд, они напрямую связаны с геодинамикой плит, которая происходила в конце мезозоя.

Представление о глубинной тектонике исследуемого региона хорошо видно из геолого-геофизических разрезов, составленных по данным геофизических исследований. На основании интерпретации новейших данных геофизики впервые составлена карта тектонического районирования исследуемого региона. Во время внезапного проникновения глубинной мантийной магмы на поверхность Земли в конце мезозоя унаследованная

тектоника была сильно деформирована. В окрестности МГРМ локальные гравиметрические максимумы связаны с вулканогенно-карбонатными образованиями меловых отложений, но к северо-западу они связаны непосредственно с карбонатными отложениями мезозойского возраста, осложнёнными рифовыми постройками.

Следует отметить, строение Альпийского Средиземно-морско-Кавказского пояса нашло отражение на Международной тектонической карте Европы (1964, 1981 гг.) и на изданной в СССР Тектонической карте Евразии (1966 г.). Полное описание структуры и, отчасти, истории развития вышеуказанного пояса можно найти также в объяснительных записках к этим картам (1966, 1978 гг.). В трудах Э. Зюсса и особенно Л. Кобера происхождение и формирование структуры пояса рассматривалось с позиции фикцизма и контракционной гипотезы. Э. Аргон (1922 г.) и Р. Штауб (1926 г.), вдохновлённые идеями А. Вегенера, предложили мобилистическую трактовку проблемы. Эта трактовка, первоначально встреченная с большим интересом, затем как будто полностью утратила свое значение, но с возрождением мобилистических представлений в форме тектоники плит она вновь оказалась в центре внимания. В трудах В.Е. Хаина (1984 г.) дано содержательное описание тектонического строения пояса в целом, а также отдельных элементов его с точки зрения мобилизма.

По мнению В.Е. Хаина в течение среднего позднего карбона и перми Крымско-Кавказско-Копетдагская область характеризовалась орогенным развитием в своём ярко-типичном выражении: – почти повсеместно формировался горный рельеф, т.е. во впадинах накапливались продукты его разрушения – мощные молассы, широко проявлялся интрузивный и эффузивный магматизм и происходили сложные тектонические деформации, о чём свидетельствуют магматические проявления на Кавказе и Эльбурсе. В конце перми в этой области орогенный режим сменился платформенным?, исключая лишь зону БК, где высокая подвижность и энергичные погружения продолжались в мезозое, т.е. область испытывала резкие изменения геодинамических режимов. Погружение переходило во вздымание и наоборот. В палеозое (после раннего кембрия) и триасе ЗСМ выступал в качестве крупного поднятия, вероятно краевого поднятия Гондваны, от которой он отделился, превратившись в микроконтинент в конце палеозоя или в начале мезозоя?

Анализируя полученные в результате трансформаций гравитационного поля данные и интерпретируя их на основе материала по региону в региональном масштабе (рис. 5.1÷13), с подобными мнениями В.Е. Хаина, изложенными выше, нельзя согласиться. Абсолютно не объяснимо, каким образом орогенный режим может смениться платформенным, в результате чего это произошло. Кроме того, ЗСМ не может представляться как крупное поднятие, отделившееся от Гондваны, затем превра-

тившееся на микроконтинент. А где этот микроконтинент, в современной структуре, во что он превратился?

На мой взгляд, все эти не понятные, порой противоречивые аспекты структурных осложнений нашли свое объективное, изложенное выше объяснение в данной монографии в геодинамических представлениях о регионе.

5.1.1. РЕГИОНАЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ

В 30 – 40-ые годы двадцатого века геологической интерпретацией гравитационного поля занимались такие крупные учёные, как А.Д. Архангельский, В.В. Федьинский, В.В. Белюсов, И.О. Брод, Е.Е. Милановский, М.Ф. Мирчинк, М.В. Муратов, В.Е. Хаин, И.С. Шатский и др. Позже к интерпретации гравитационного поля подключились Т.С. Амирасланов, Б.А. Андреев, Ю.В. Антонов, В.И. Аронов, Е.Г. Булах, К.Е. Веселов, Е.А. Мудрецова, С.А. Серкеров, В.Н. Страхов и многие другие. Региональные гравитационные аномалии Азербайджана впервые были анализированы И.О. Цимельзоном в 1962 году.

В докторской диссертации И.О. Цимельзона гравиметрическая карта Азербайджана трансформирована по методике осреднения по эллиптической палетке с полуосями 15×20 км (способ Тихонова-Буланже) и построены соответствующие карты трансформант, в том числе карта регионального фона. На основе полученных результатов трансформации и других существующих геолого-геофизических материалов составлена карта

тектонического районирования Азербайджана в масштабе 1:500 000. Как видно из применяемых параметров и использованной формы геометрической фигуры при трансформации, в современном этапе подобная трансформация потенциального поля находится между изотропией и анизотропией и, естественно, выявленные И.О. Цимельзоном аномалии не могут являться полноценными для тектонического районирования, тем более для всей территории Азербайджана. Потому, что территория Азербайджана имеет небольшие размеры, но гравитационное поле своеобразно сложное, выраженное в разных интенсивностях, амплитудах, размерах и линиях простираций аномалий разного знака. Не смотря на это, в те годы все карты трансформант, построенные И.О. Цимельзоном в своей докторской диссертации, являлись полезными материалами для направления поисково-разведочных работ в Азербайджане. Геологическое истолкование гравитационных аномалий Азербайджана, выполненное И.О. Цимельзоном в середине прошлого века, и сегодня принимается оптимальным со стороны учёных и специалистов за исключением геологической природы МГРМ.

Справедливости ради, в докторской диссертации Ф. Кадирова тоже построены карты трансформант и в какой-то степени проанализированы, но по другой методике, безусловно, при современном подходе и по новым алгоритмам. Но полученные аномалии ни чем не отличаются от аномалий, выявленных И.О. Цимельзоном, и они анализированы в другом аспекте. В данной

монографии гравиметрическая карта трансформирована по круговой (изотропия) и прямоугольной (анизотропия) палетке с разными парными параметрами (способ Андреев-Гриффина). Геологическое истолкование проведено на основе современных представлений о горизонтальных движениях плит и геодинамических процессах.

На карте регионального фона, выявленные по методу осреднения в двух значениях осреднения 30 км и 50 км (внешние радиусы круговой палетки) по исследуемому региону, вырисовываются МГРМ и СТМ, разделённые СПМ. Разница между этими аномальными полями лишь в том, что с увеличением радиуса осреднения размеры и интенсивности их уменьшаются, также все аномалии в плане смещаются в ЮЮВ направлении. Это может быть связано с тем, что источник регионального аномалиеобразующего фактора залегает не глубоко, и он смещён на юг. Подобное представление согласуется и с теорией тектоники литосферных плит, т.е. со столкновением плит в конце мезозоя не только произошел поворот осей линий простирающих геоблоков, также произошло смещение в горизонтальной плоскости.

На карте регионального фона исследуемого региона ЮОКРМ вырисовывается незначительным выступом. Это связано с глубоким залеганием аномалиеобразующего фактора.

5.1.2. ЛОКАЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ

Локальные аномалии гравитационного поля Азербайджана впервые были выявлены И.О. Цимельзоном в своей докторской диссертации, которые были отмечены выше. В сводном виде локальные аномалии исследуемого региона выявлены впервые в выше указанных параметрах. В отличие от региональных изолинии локальных аномалий с радиусами осреднения 30 км и 50 км в общих очертаниях и конфигурациях схожие, но в интенсивностях и размерах они сильно отличаются. Это может быть объяснено не соответственным залеганием геологических отложений, которые являются аномалиеобразующими факторами для локальных осложнений гравитационного поля.

На локальной карте, составленной с радиусами осреднения 25 км и 30 км, аномалии вырисовываются слабыми интенсивностями (максимальное значение интенсивности в пределах 60 мГал), по сравнению с картой, которая составлена с радиусами осреднения 40 км и 50 км (максимальное значение интенсивности в пределах 90 мГал).

На локальном поле исследуемого региона простираения аномалий обоих знаков с радиусами осреднения 40 км и 50 км расположены в обще кавказском направлении. Подобный признак наблюдается и на другой карте локальных аномалий, но в более мозаичной форме.

Зональность локальных аномалий особенно хорошо вырисовывается на суше Азербайджана. Судя по карте Δg_{50} , Диб-

рарский и Предмалокавказский максимумы полностью простираются в кавказском направлении, но в районе МГРМ направление простираения Предмалокавказского максимума нарушено.

На карте остаточных аномалий, составленной по методике Саксова-Нигарда с двумя параметрами в двух модификациях $\Delta g_{R[10;15],[25;30]}$, полностью повторяются все характерные особенности локальных аномалий.

Резюмируя выше описанные особенности гравиметрических аномалий в исследуемом регионе, ещё раз убеждаемся в том, что при образовании современного гравитационного поля геодинамические процессы сыграли основную роль, о чем вкратце будет изложено ниже.

5.2. ГЕОДИНАМИКА АЗЕРБАЙДЖАНА

Историческая геология поставила перед геофизикой следующие вопросы: почему природные процессы на Земле происходят циклически и каков механизм этой цикличности? В 60-ые годы XX века интерес к этой проблеме среди геофизиков значительно вырос и объединил целую группу исследователей. Главная идея заключалась в том, что вся структура рельефа земной поверхности и геологическое строение земной коры сформированы и обусловлены неравномерностями многообразных движений планеты, происходящими в поле силы тяжести. Главные из этих движений – вращение вокруг оси, движение по орбите

вокруг Солнца, а также периодичность приливных волн, охватывающих не только гидросферу, но и твёрдую Землю, - создают в теле планеты сложное неравномерное поле напряжений, которое и вызывает всё многообразие тектонических движений и деформаций, т.е. эволюция Земли подчиняется воздействию внешних по отношению к Земле сил, и эти силы воздействуют на неё как на космическое тело, движущееся по определённым законам. Эти идеи не получили признания и спустя короткое время отошли в тень. Недостатком этого взгляда можно назвать некоторую однобокость – связь всей эволюции Земли лишь с внешними силами. Без внутренней энергии Земли, без эндогенных процессов, порождаемых в глубоких недрах планеты, понять её развитие оказалось все же невозможным. Тем не менее, исследователи по-новому взглянули на установленные ранее закономерности рельефа и геологической структуры Земли, пытались осмыслить географические и геологические гомологии. Был внесен ценный вклад в развитие геофизического знания о Земле. Гравитационной теорией, используемой в рассуждениях исследователей в этой области, является классическая ньютоновская теория тяготения. Несмотря на то, что исходные посылки данной теории ($m = \text{const}$, пространство-время абсолютны и т.д.), как показывает опыт, неверны, тем не менее, уравнения её актуальны в рамках микромира. Связь с эйнштейновской теорией наблюдается в том случае, если в уравнения теории относи-

тельности подставить значения величин из макромира, то разница с ньютоновой теорией не будет принципиальной.

Происходящая в теле Земли тектоника, изменяющая систематически её структуры в пространстве путем повторяющихся через перерывы расплываний, т.е. приспособление тела планеты к равновесию в условиях вращения, может быть понята в гравитационном поле Земли как борьба гравитационных сил с силами кристаллического пространства вещества. Последние являются силами консервативными, сила же гравитации – это сила движущая, активная. Суммируя предыдущее, мы можем сказать, что земная тектоника, изменяющая положение материков и создающая затем на материках новые горные структуры, возникла в теле планеты вследствие борьбы в условиях вращения планеты её гравитационных сил и сил сцепления горных пород. На основе этой же борьбы продолжается дальнейшее развитие тектоники, а равно и её перестройка.

Ясно, что тепло земного шара, будет ли оно радиоактивное или какое-нибудь иное, объяснить механизм тектонических движений не может, ибо часть его является производной, а другая прямого отношения к ней не имеет вовсе. Иными словами, причины тектонических явлений в основном динамические, а не термальные. Термальный фактор может играть и играет только дополнительную роль. Динамические причины рождаются в ходе взаимодействия основных оболочек Земли – гидросферы, атмосферы, литосферы и части мантии.

Воздействие это носит гравитационный характер, поскольку в основе его лежит гравитационное движение масс этих оболочек.

Выводы тектонической теории о создании гор вследствие взаимодействия оболочек Земли можно понять так, что поднятие гор есть резонанс приливного воздействия на литосферу, гидросферу и атмосферу. Возможно, что этот резонанс можно понять как своего рода поднимающуюся волну литосферы, возникающую вследствие воздействия на неё остальных оболочек.

Безусловно, не вызывает сомнений, что процессы эволюции Земли и структурообразования на её поверхности обеспечиваются внутренней (эндогенной) энергией, запасы которой в нижних горизонтах мантии и в жидком внешнем ядре практически неисчерпаемы. Её потоки пронизывают всю мантию в виде струй (плюмов) высокоэнергетических флюидов. Они взаимодействуют с веществом, через которое они проникают, и высвобождают внутренние запасы его энергии. А вот неравномерным распределением эндогенной энергии в теле Земли управляют, по-видимому, космические факторы, прежде всего неравномерность вращения Земли и движения её по орбите. Неравномерное распределение эндогенной энергии создаёт условия и причины для горизонтальных перемещений литосферных плит. Этими вопросами в области геологии занимается наука геодинамика.

Геодинамика – это наука о динамических процессах, происходящих в эволюции Земли в целом и в отдельных геоструктурных элементах. Изучение Земли в геодинамических аспектах развивалось в двух направлениях: – фикцизм и мобилизм. Фикцисты считают горизонтальные движения геоблоков Земли главными факторами при образовании земной коры, а мобилисты – горизонтальные движения.

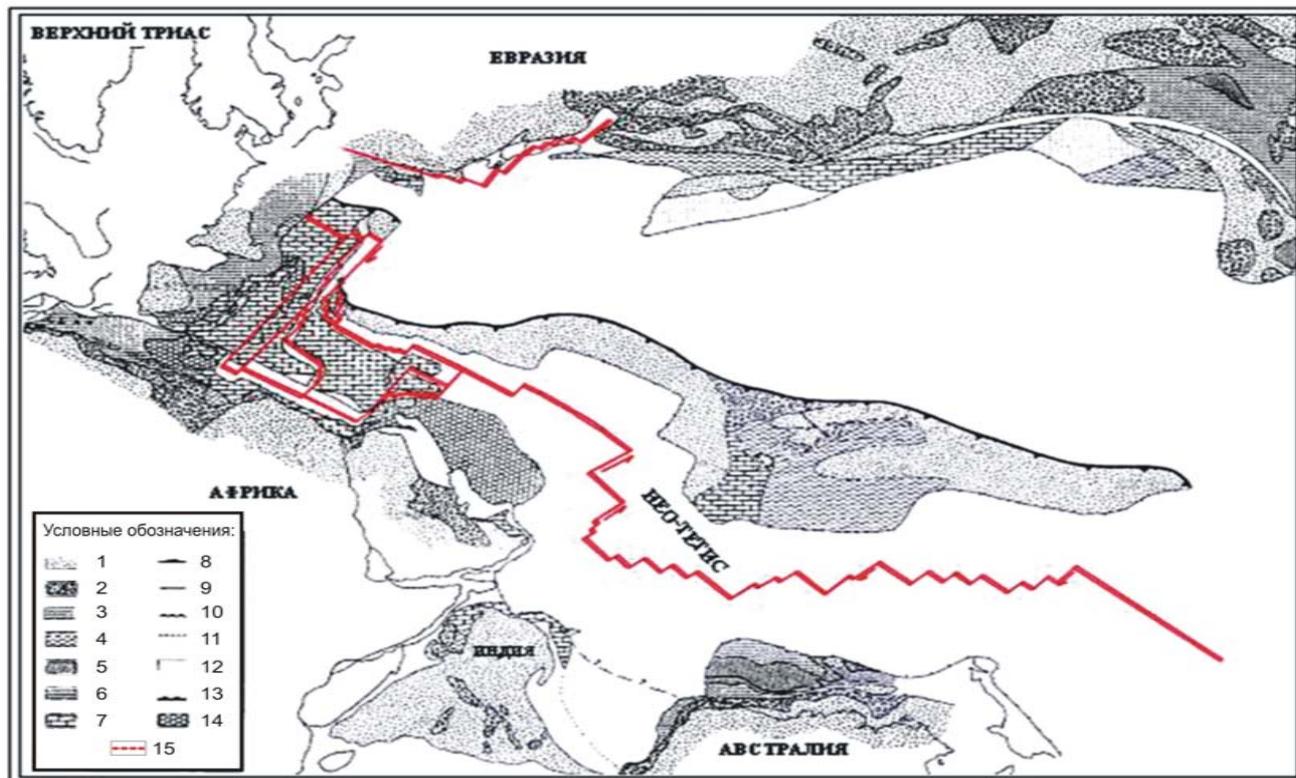


Рис.5.2.1. Расположение Тетиса в Верхнем Триасе. Рисунок перекопирован из книги Б. А. Натальина "The Tectonic Evolution of Asia", Cambridge University Press, стр.577
 1-пески; 2-галечники; 3-мергели; 4-алевролиты; 5-галки; 6-глины; 7-известняки; 8-шовные зоны; 9-глубинные разломы; 10-линии разрывных нарушений; 11-швы блоков; 13-линии современных разломов; 14-конгломераты; 15-зона Бенъофа, выделенная Э. Н. Халиловым

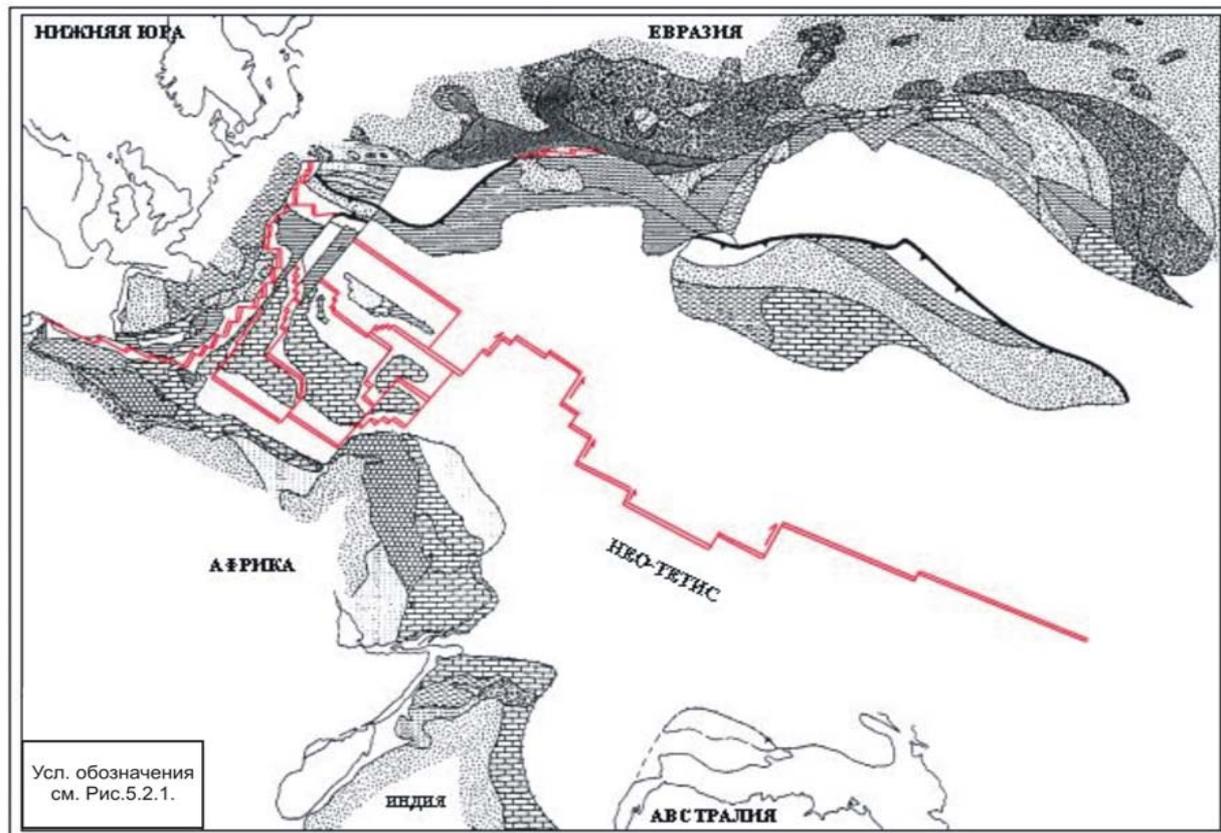


Рис.5.2.2. Расположение Тетиса в Нижне-юрском периоде.

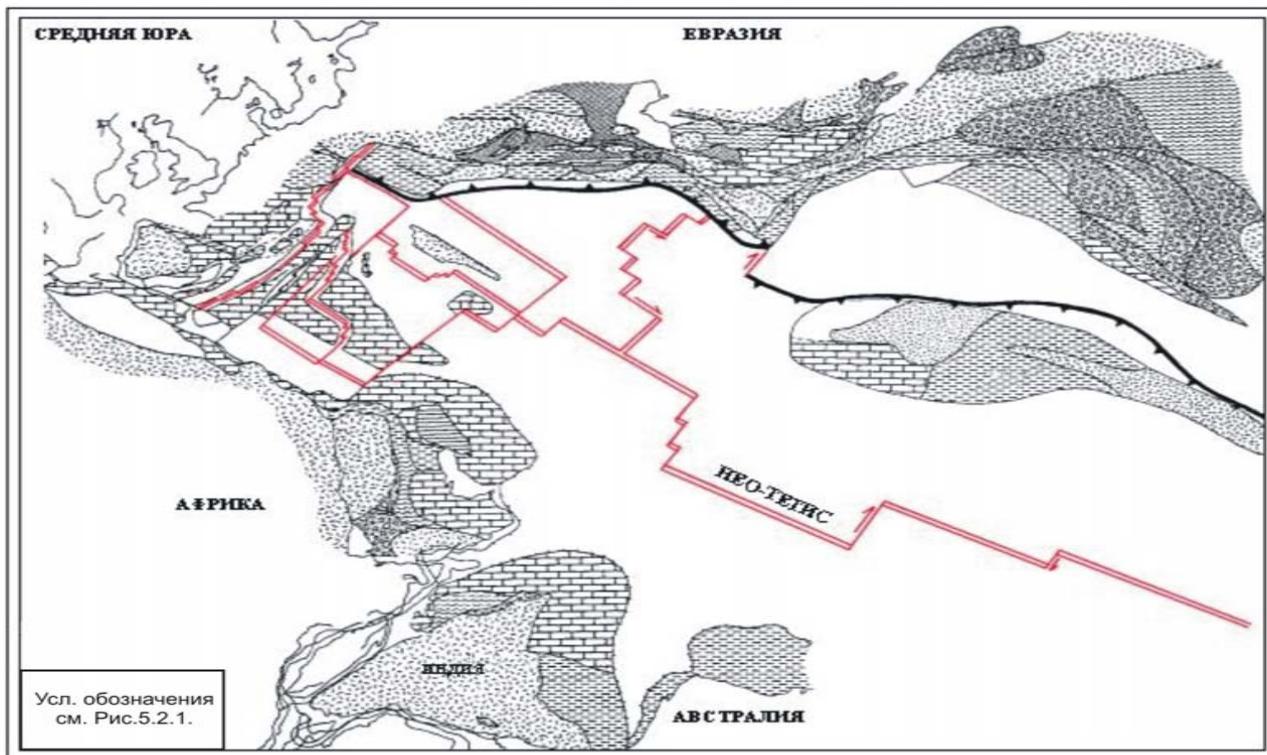


Рис.5.2.3. Расположение Тетиса в Средне-юрском периоде.

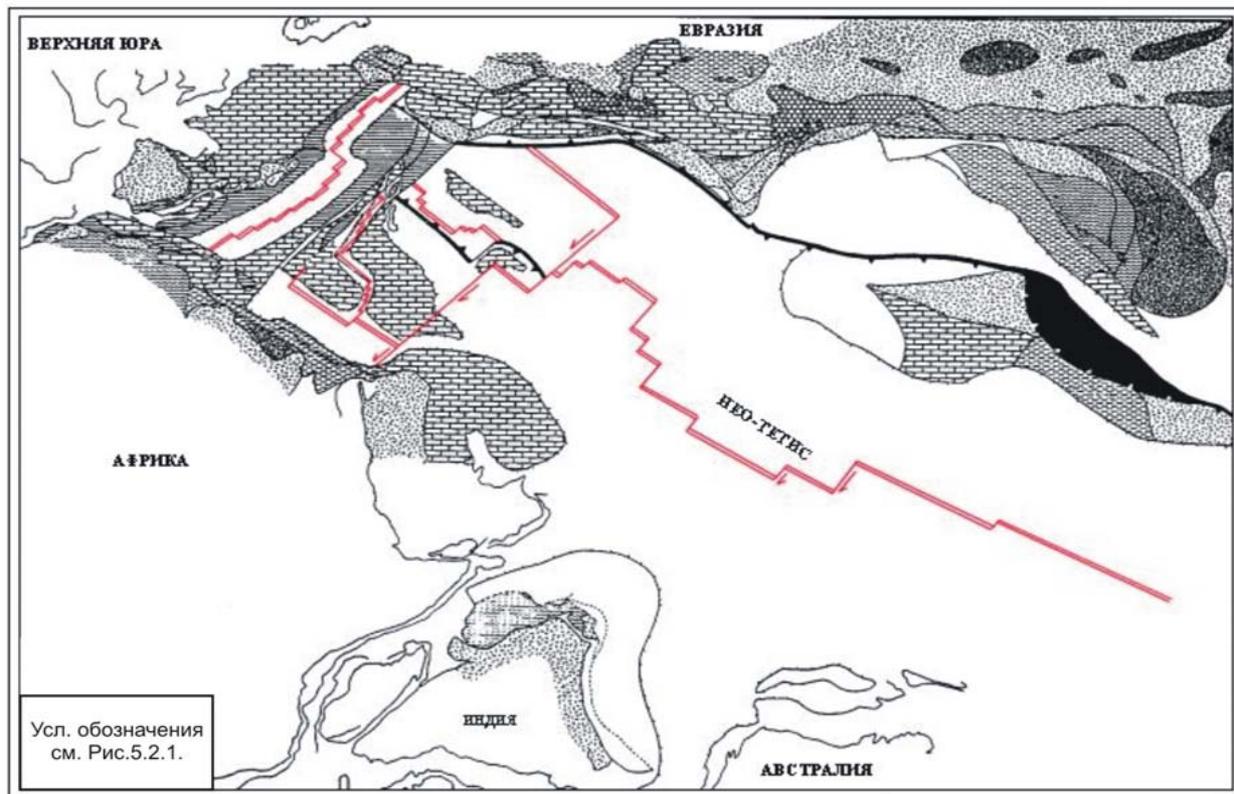


Рис.5.2.4. Расположение Тетиса в Верхне-юрском периоде.

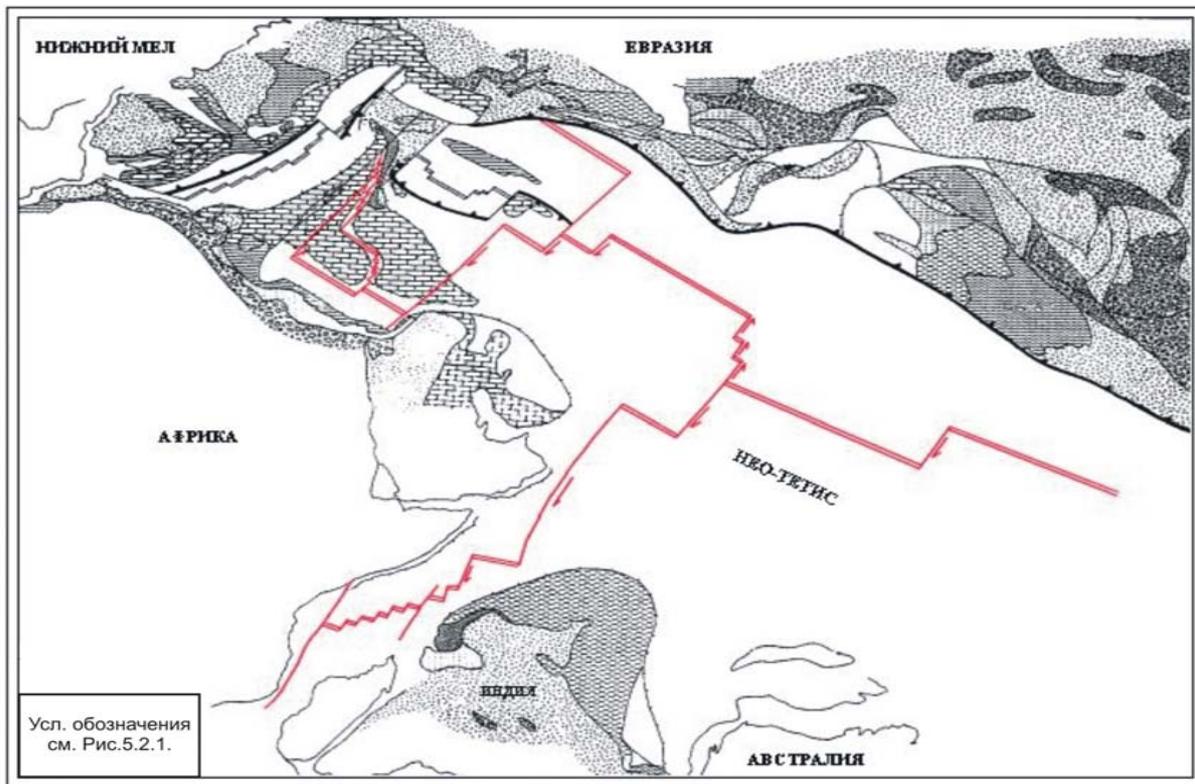


Рис.5.2.5. Расположение Тетиса в Нижне-меловом периоде.

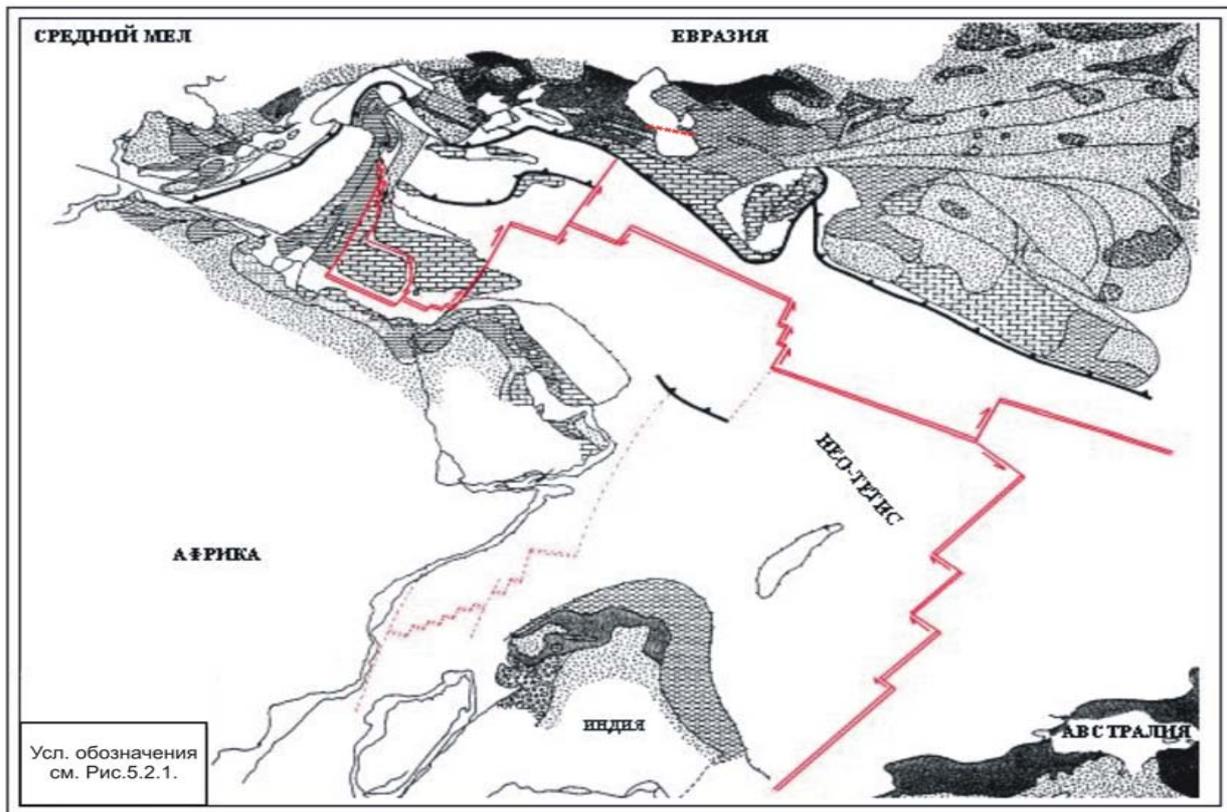


Рис.5.2.6. Расположение Тетиса в Средне-меловом периоде.

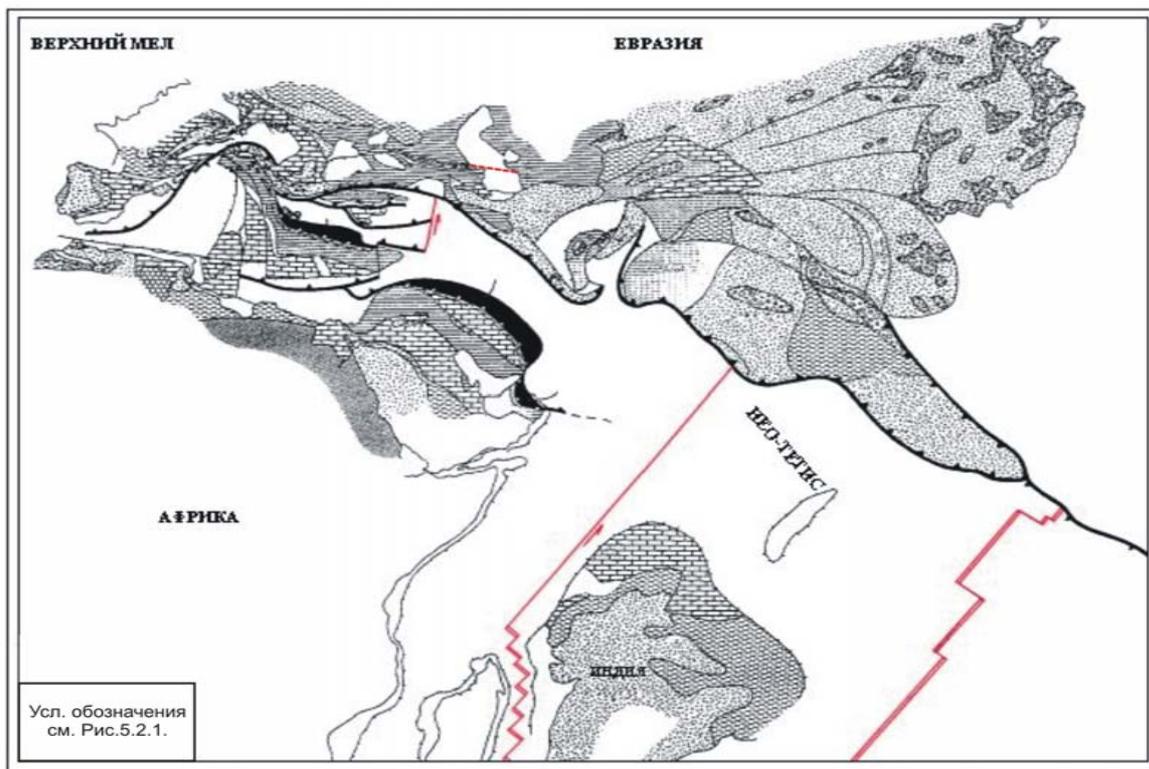


Рис.5.2.7. Расположение Тетиса в Верхне-меловом периоде.

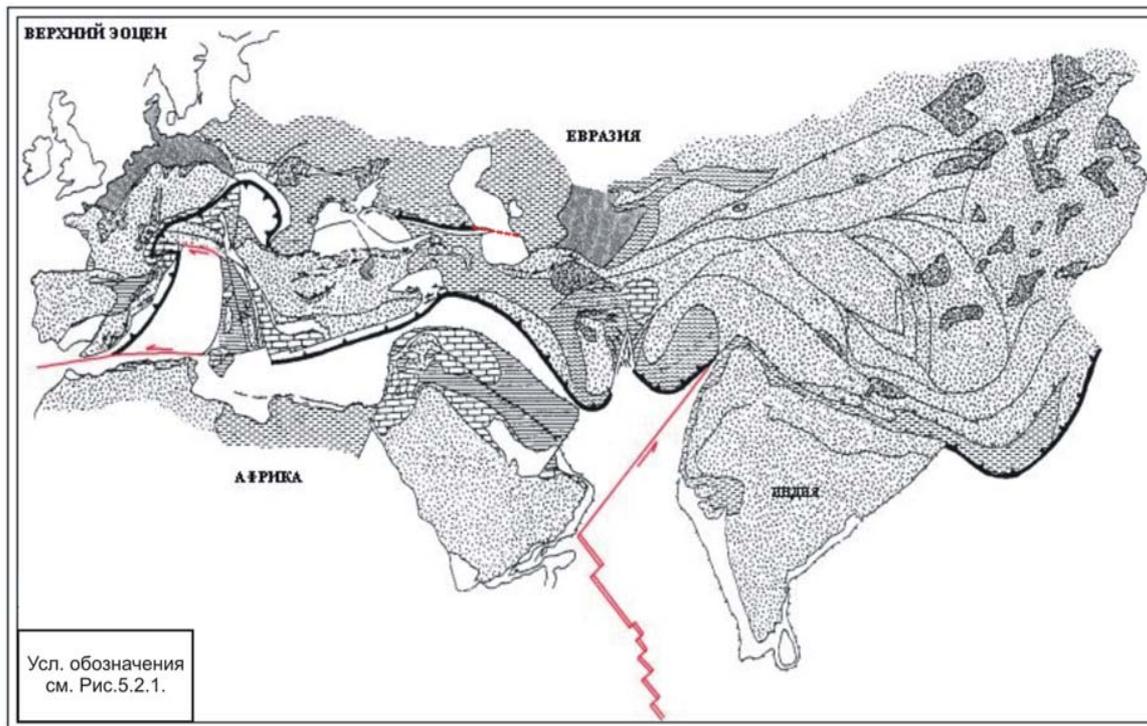


Рис.5.2.8. Расположение Тетиса в Верхнем Эоцене.

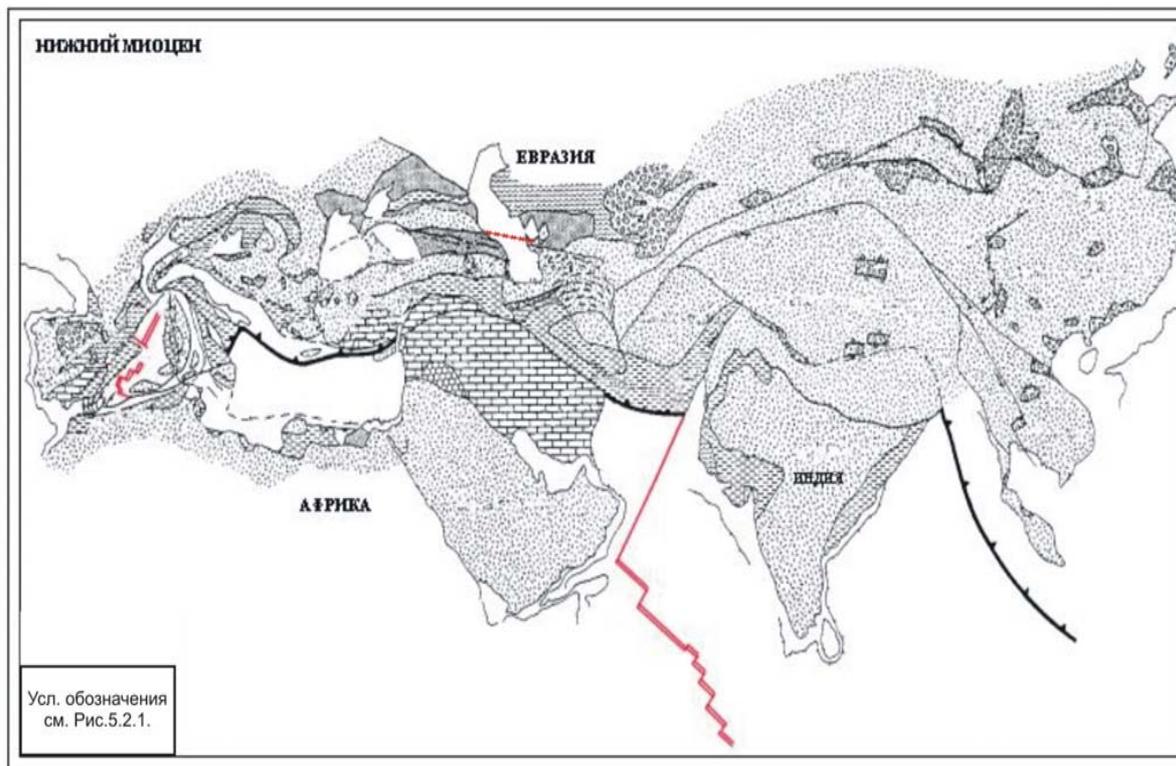


Рис.5.2.9. Расположение Тетиса в Нижне-миоценовом периоде.

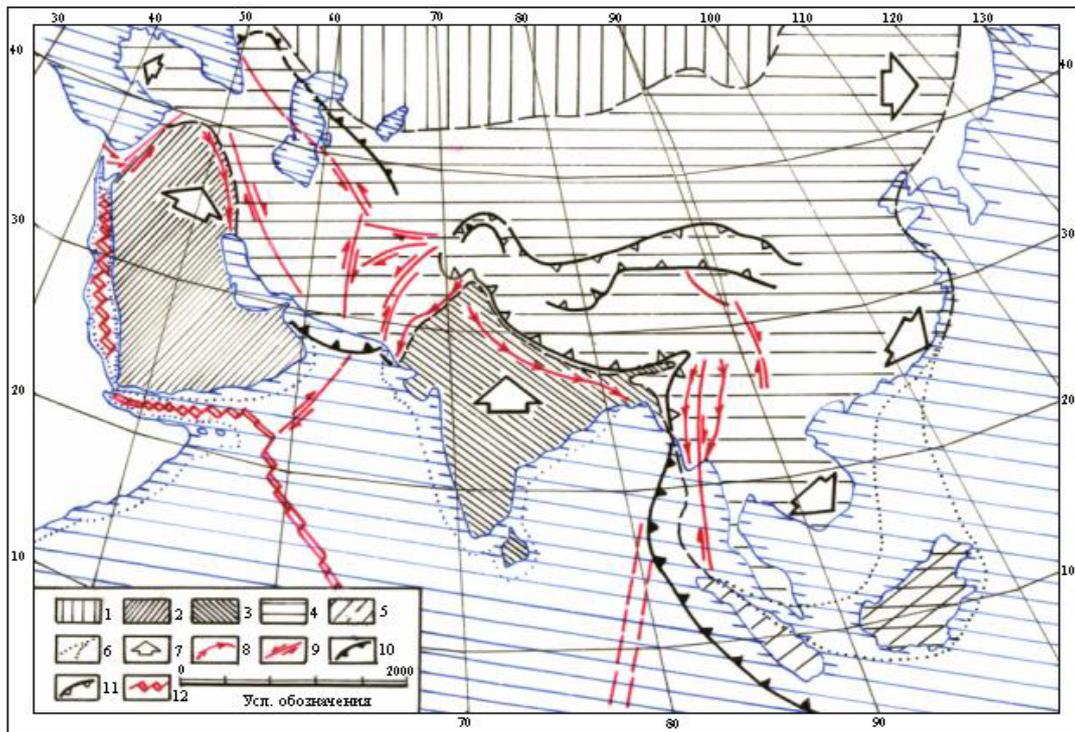


Рис.5.2.10. Неотектоническая карта Азии. Б. А. Натальин, "The Tectonic Evolution of Asia", Cambridge University Press, стр.495.

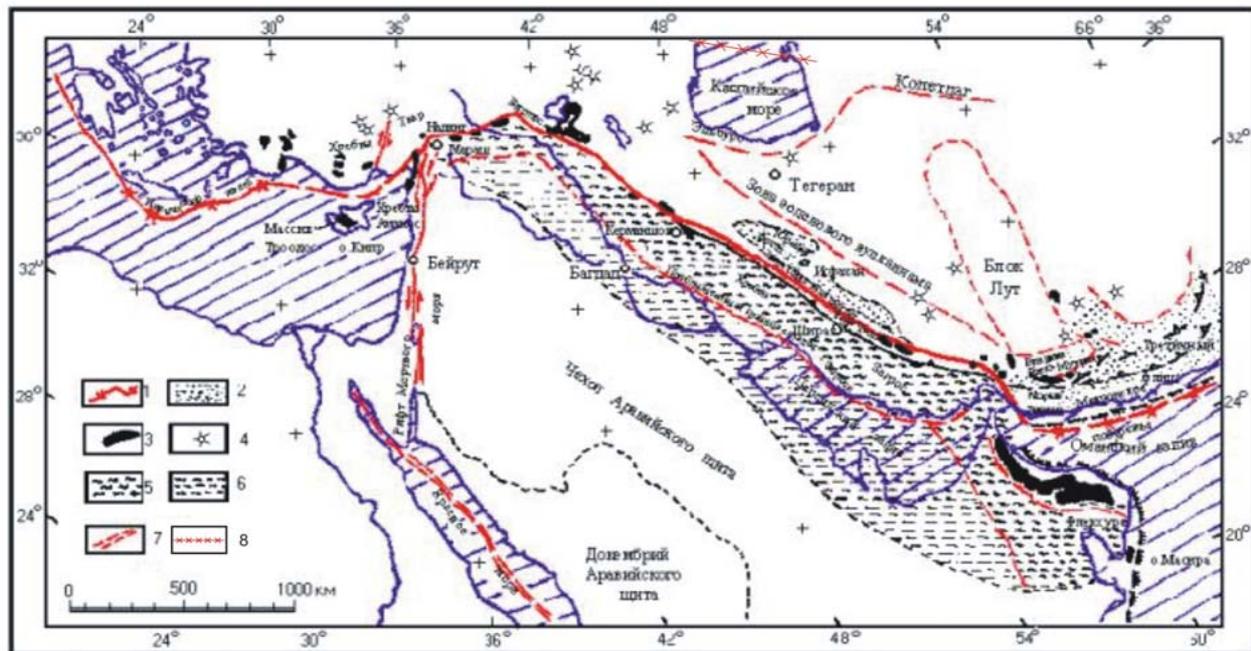


Рис.5.2.12. Основные черты геологического строения Ближнего Востока.

Условные обозначения:

1-шов на южной границе Тетиса и выходы падающей к северо-востоку зоны субдукции;
 2-флишевые накопления на окраине Евразии; 3-офиолиты; 4-четвертичные вулканы мезозойской миогеосинклинали; 5-скрытая под покровом более молодых отложений;
 6-открытая...; 7-океанические хребты, от которых происходит разрастание коры; 8-зоны Бенъофа, выделенная Э. Н. Халиловым. Рис. Перекопирован из книги "Геология Континентальных Окраин", Изд."Мир", М.1979,с.254.

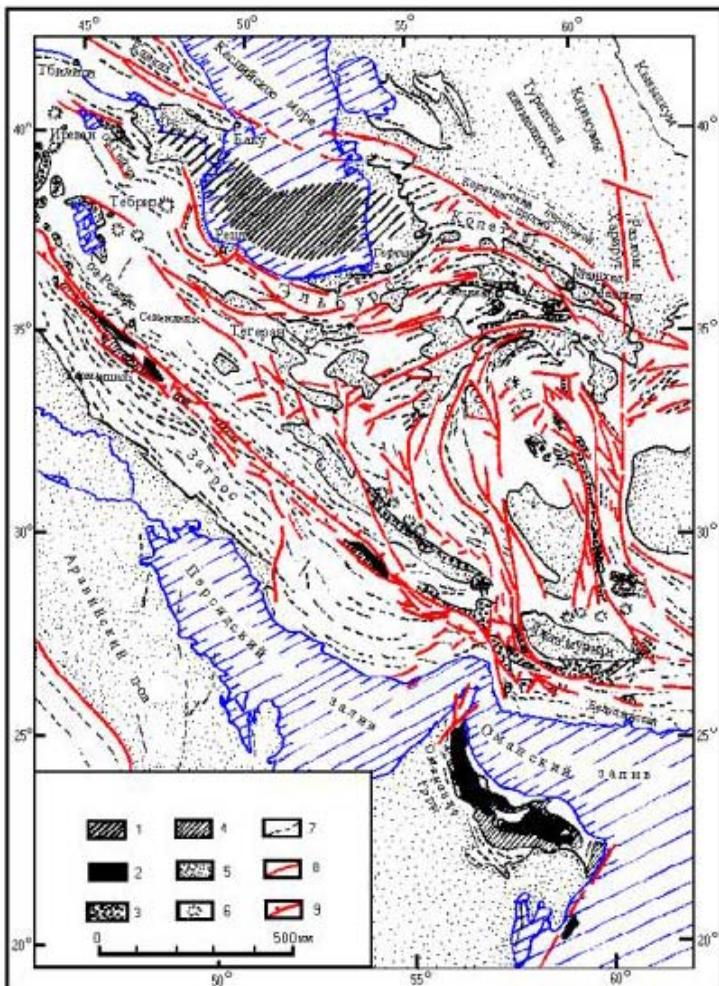


Рис. 5.2.13. Зоны офиолитов и простирания главнейших структур Ирана и смежных территорий.

Условные обозначения: 1 – океаническая кора Каспийского моря; 2 – офиолиты; 3 – «цветной меланж»; 4 – радиолариты и связанные с ними турбидиты; 5 – четвертичные впадины; 6 – четвертичные вулканы; 7 – линии простираний; 8 – разломы; 9 – главные надвиги Загросской зоны смятия. Рисунок перекопирован из книги «Геология континентальных окраин», т. 3. Изд. «Мир» М. 1979, с. 254

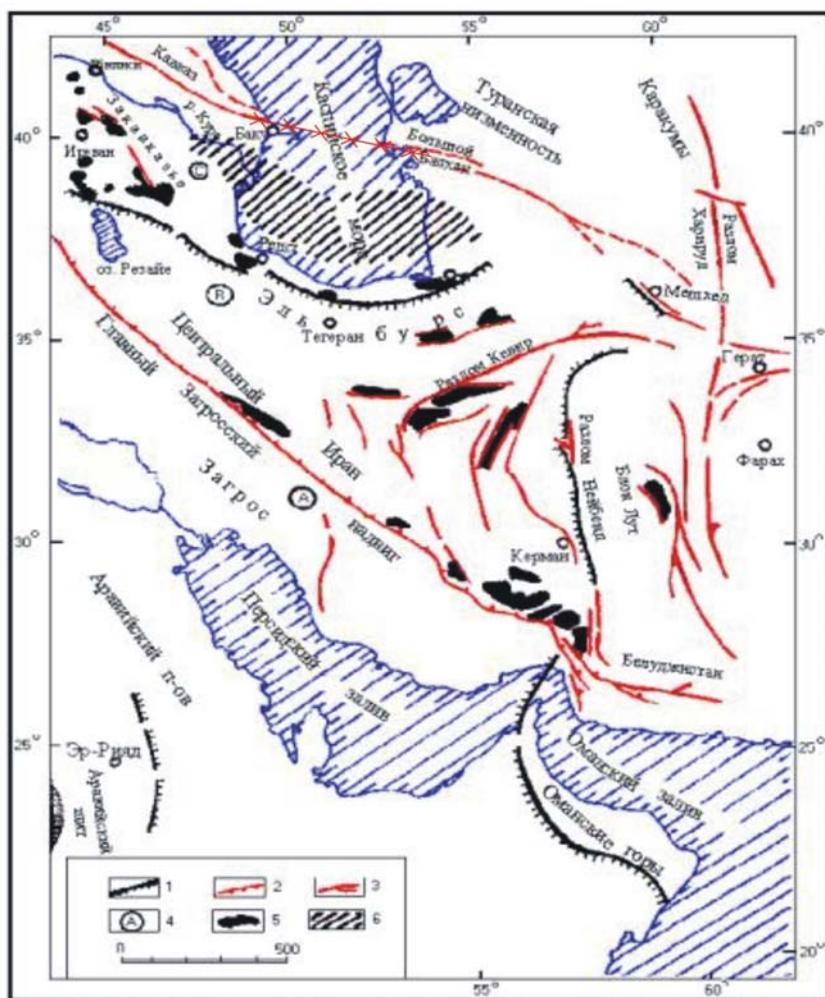


Рис. 5.2.14. Инфракембрийские отложения и простирания структур фундамента в Иране и на смежных территориях.
 Условные обозначения: 1 - границы бассейна; 2 - главные надвиги Загросской зоны смятия; 3 - разломы; 4 - местоположение разрезов, показанных на рис.; 5 - отсутствие осадконакопления (выходы фундамента без инфракембрийского чехла); 6 - океаническая кора Каспийского моря.
 Рисунок скопирован из книги «Геология континентальных окраин».
 Т 3 Из-во «Мир» М. 1979, с. 234

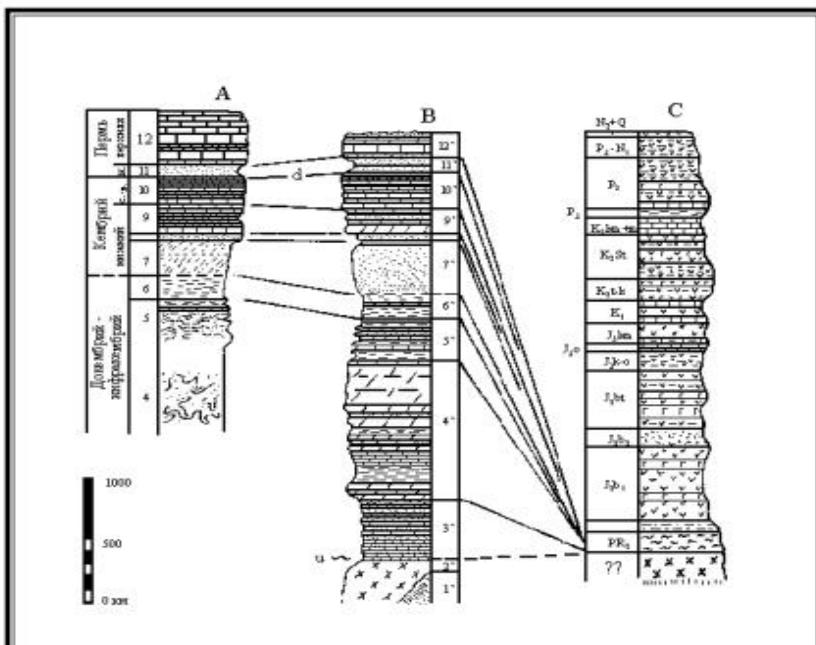


Рис. 5.2.15. Сопоставление разрезов эпибайкальского платформенного чехла, расположенных по обе стороны главного Загросского надвига, и на Малом Кавказе.

Детали см. в таблице 1. А – Базун-Пир, Высокий Загрос;

В – горы Солтание, северо-западный Иран.

d – перерыв в осадконакоплении, u – угловое несогласие;

С – петрофизическая колонка мегантиклинория Малого Кавказа.

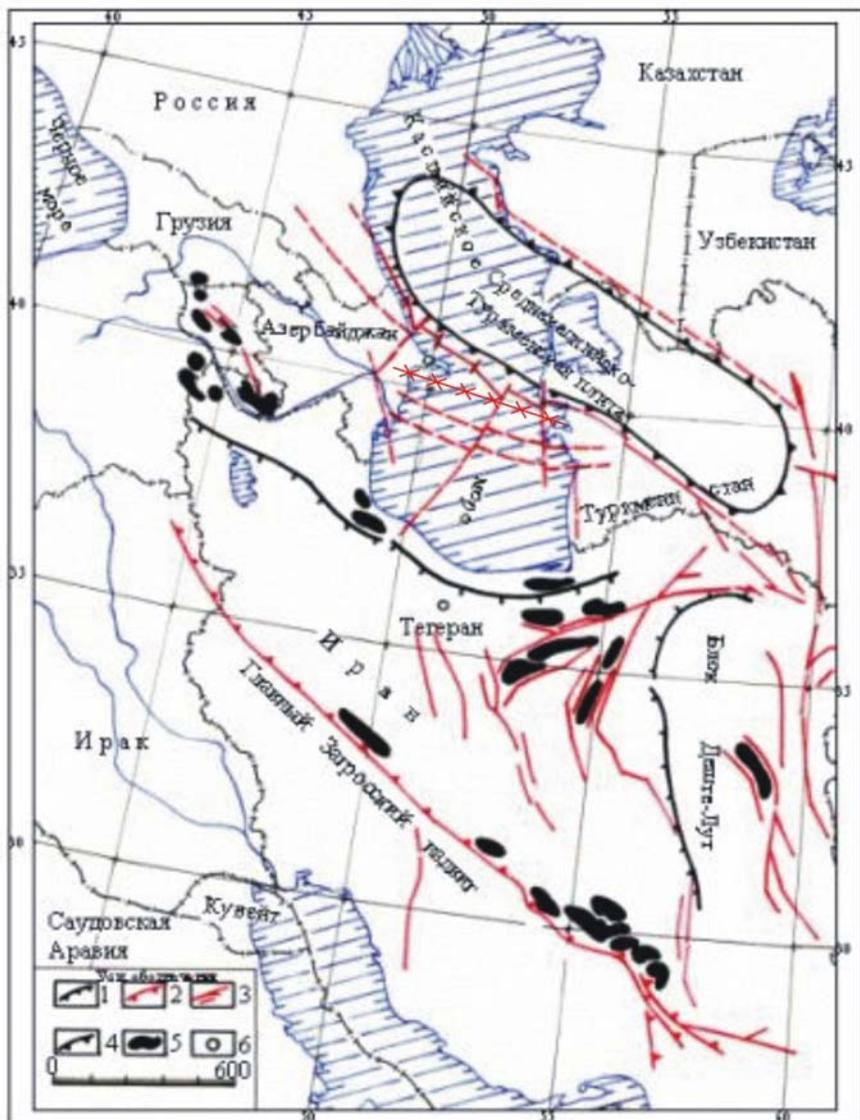


Рис.5.2.16. Основные тектонические элементы исследуемого региона. Условные обозначения: См. Рис.5.2.14.

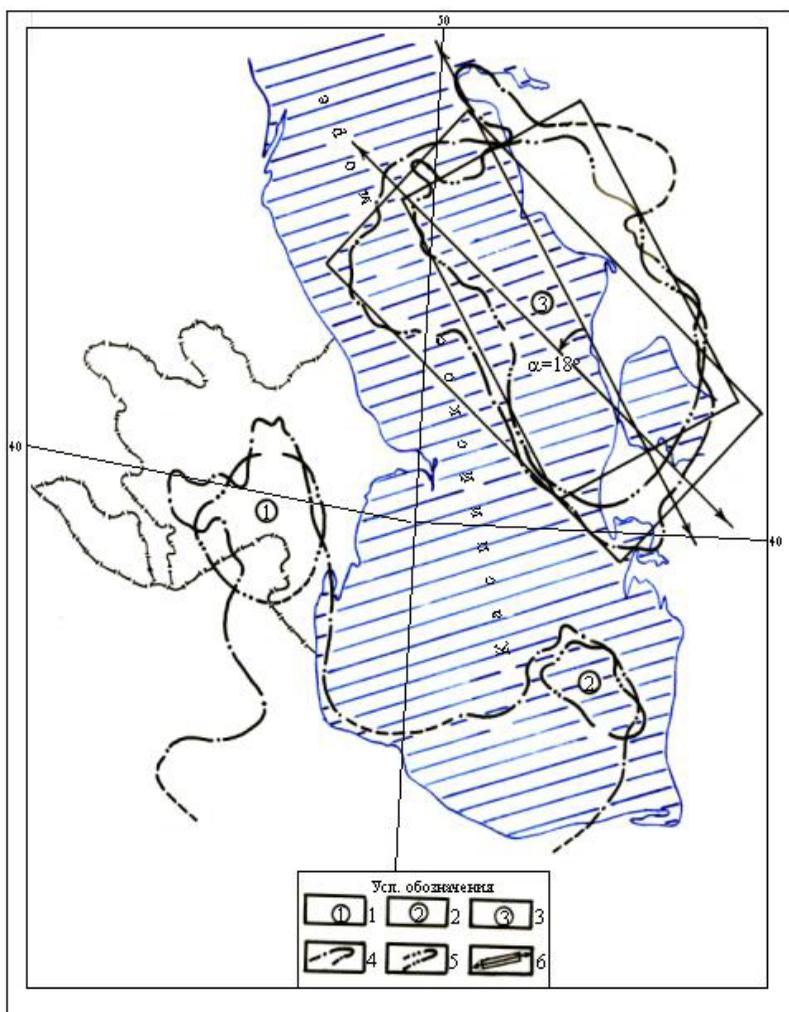


Рис. 5.2.17. Плоскости расположения основных гравитационных элементов

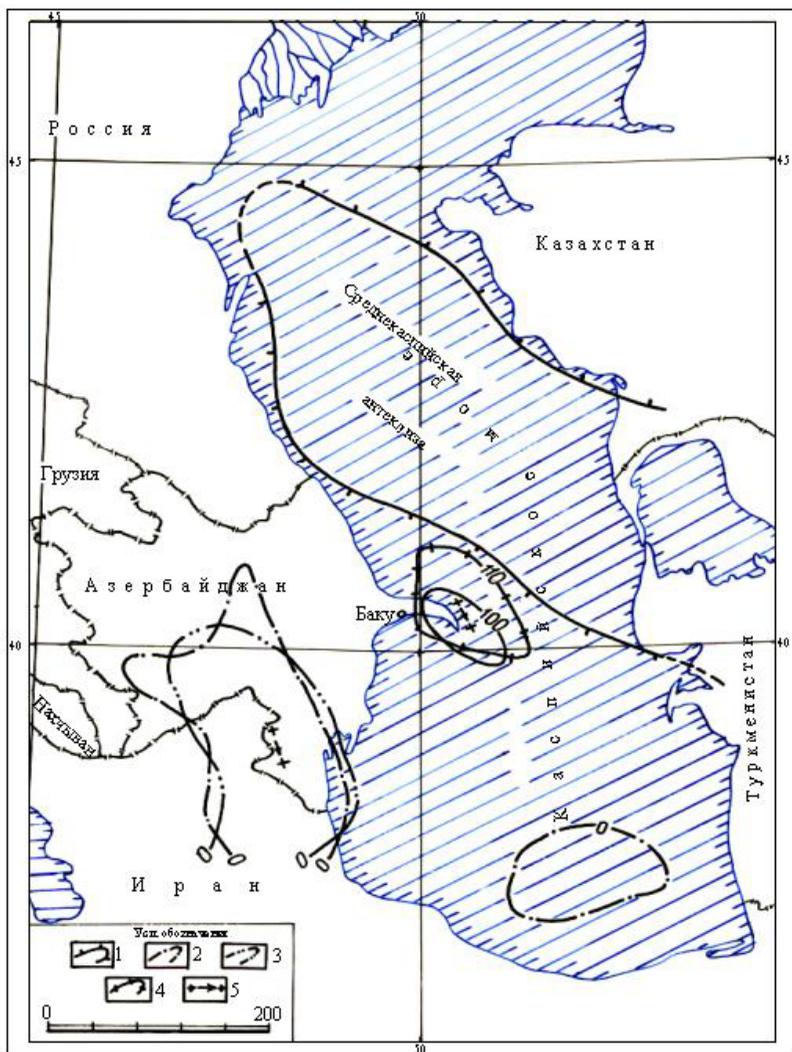


Рис. 5.2.18. Основные гравитационные элементы

Последнее время появилось мнение о том, что эти процессы не отделимы друг от друга, т.е. одни способствуют другим. Но не оговаривается, какие же всё-таки проявляются раньше.

Справедливости ради надо сказать, что в работе /125/ геодинамика Земного шара в целом освещена в глубоком научном смысле, и в данной монографии не считаем целесообразным вернуться к этим особенностям детально. Геодинамические особенности исследуемого региона нашли отражение в работах Е.В. Хаина (1952, 1958, 1984, 1985, 2004), Э.Н. Халилова (1985, 2004), И.О. Цимельзона (1959, 1990), Э.Ш. Шихалибейли (1980, 1988), Ф.С. Ахмедбейли (1986, 1989, 2003, 2004), С.А. Ушакова (1972, 1974), В.Н. Страхова (1983, 1999, 2004), А.М. Михайлова (1959, 1990), В.Н. Шевченко (1970), Й. Штёклина (1977), Я.П. Маловицкого (1968), М. Давудзаде и К. Сейед-Емами (1972), К. Брейка и Ч. Дрейка (1979) и многих других.

Сейсмогеодинамические особенности исследуемого региона впервые охарактеризованы в 1982 гду Э. Н. Халиловым на основе анализа каталога глубокофокусных землетрясений, и выявлено, что Абшероно-Челекенская структура представляет собой зону субдукции океанической коры южной части Каспия, погружающейся в северо-восточном направлении, т.е. зону Беньофа, впоследствии подтвержденную учёными России, Казахстана и других стран (Хаин, Ломизе, 1995; Уломов, 1993а; Халилов, Мехтиев, Хаин, 1987; Ахмедова, 1998а, 1998б). В трудах В.И. Уломова, Т.П. Полякова и Н.С. Медведева (1999) отме-

чается, что об субдукционном происхождении этой зоны свидетельствует также и офиолитовый пояс, протягивающийся по обе стороны Каспия, и другие факторы, подтверждающие эту концепцию.

Выявленная зона Беньофа в сейсмогеодинамическом плане выражена не столь ярко, как, например, в пределах юго-западной части Тихого океана под дугой Тонга. Это объясняется, прежде всего, тем, что на Кавказе и Каспии процесс субдукции в результате закрытия палеоокеана Тетис практически завершен или перешёл в другую геодинамическую стадию. В этой геодинамической стадии наиболее активным участком данной зоны Беньофа является именно северная граница Южно-Каспийской микроплиты, простирающаяся вдоль Апшероно-Прибальханской зоны поднятий.

М.В. Родкиным в 2003 году на основе анализа геолого-геофизической информации региональной базы данных выявлен мощный флюидонасыщенный слой от зоны Апшеронского порога под горную цепь Эльбурса. Эта ещё раз свидетельствует о наличии здесь зоны субдукции, выявленной Э.Н. Халиловым. Зона Беньофа сыграла и играет первостепенно важную роль в геодинамическом режиме исследуемого региона.

Геодинамика этого региона в глобальном масштабе и при мобилистическом аспекте конкретно представлена в работе /137/. Вкратце отметим, что здесь, начиная от верхнего триаса и до верхнего миоцена (Рис. 5.2.1÷9), динамические процессы до-

вольно понятно иллюстрируются. Эти рисунки показывают основные шаги в формировании горообразующего комплекса мезо-Тетиса, т.е. в период после среднего триаса и до нижнего миоцена, как раз перед конечным завершением формирования большей части палео-Тетиса между различными частями киммерийского континента и Евразией. Область горизонтальных движений определена отношением к пермо-триасу и Пангею. По мнению Б.А. Наталина, ни горизонтальные движения, и, следовательно, ни эволюция горизонтальных движений не могли существовать прежде Пангеи, большей частью сформированной в течение среднего мелового периода. Таким образом, история разброса множества первичных компонентов комплекса находится вне истории палео-Тетиса в буквальном смысле. Потому, что их отделение от материка Гондваны произошло ранее мелового периода. Если не учитывать это временное ограничение, то можно видеть всю эволюцию комплекса палео-Тетиса как уменьшение размера материка Гондваны посредством непрерывного откола континентальных блоков и их миграции на северо-восток до объединения с Евразией. Современная неотектоническая карта представлена на рис.5.2.10. Здесь хорошо видно, какие напряжённые силы деформации или сжатия играют важные роли и в нынешнее время. Именно эти напряжённые силы, сформировавшиеся в конце мезозойского времени стали главными причинами образования МГРМ и ЮКРМ, о которых шла речь в предыдущей главе.

Теперь, когда исследуются характеристики современных активных и континентальных неактивных окраин, уместно рассмотреть вопрос о том, можно ли их распознавать на предполагаемых древних окраинных континентах, вовлечённых в позднейшей орогенез. Результаты определения природы этих окраин могут быть использованы при изучении до орогенической эволюции региона.

Шов, ограничивающий древнее море Тетис, уже был установлен в Гималаях и в Иране /141/. Посредством экстраполяции он установлен (Рис. 5.2.11) в современном Индонезийском глубоководном желобе, откуда он простирается западнее области Аракан-Йома в Бирме и далее к северу от Гималайского хребта, западнее Белуджистанских хребтов Пакистана, между Оманским и Макронским побережьями, вдоль Загросской зоны смятия и надвига Битлис в юго-восточной Турции. В Иране (Рис.5.2.12) Загросская зона смятия представляет, как полагается в работе /142/, линейную зону столкновения Аравийского континента Гондваны и Евразии. По расположению шовных зон было установлено, что между континентальными блоками Гондваны и Евразией произошли два отдельных столкновения: первое имело место к северу от Индостанского щита вследствие позднемелового – кайнозойского разрастания океанического дна от срединных хребтов Индийского океана – Карлсберг и Австрало-Антарктического; второе – к северу от Аравийского полу-

острова, который вплоть до раннего миоцена причленялся к Африке.

Какое положение имел на севере, т.е. в пределах современного Азербайджана, палео-Тетис?

Хребет Эльбурс, включая его продолжение (Биналуд, Малый Кавказ), по-видимому, намечает северные пределы существования эпибайкальской платформы Аравийского полуострова и Ирана. В настоящее время эта палеозойская окраина соприкасается с двумя совершенно различными в тектоническом отношении областями: Южно-Каспийским „океаническим“ блоком и расположенным восточнее складчатым поясом Копетдага, который оконтуривает Туранскую плиту, имеющую герцинский фундамент. Главные офиолитовые зоны и главнейшие структуры Ирана представлены на рис. 5.2.13 и 5.2.14. На этих рисунках хорошо видно, как простираются современные зоны распространения отложений и главные структуры, они расположены в простирании СЗ – ЮВ направлении, что и доказывает, что главные силы сжатия существовали, и сейчас они находятся в активном динамичном состоянии, т.е. действуют в ЮЗ – СВ направлении. Сопоставление разрезов, составленных по зонам А, В и С (Рис.5.2.15), показывает, что Малый Кавказ не может быть представлен продолжением на северо-запад Эльбурских и Биналудских гор, т.к. Малый Кавказ в стратиграфическом отношении значительно молодого возраста. Но, в географическом отношении они очень схожие.

Таким образом, резюмируя выше сказанные предположения, можно однозначно сделать вывод о том, что геодинамические процессы, происходившие в конце мезозоя в этом регионе, сыграли основные роли при образовании современной тектоники Азербайджана. В процессе столкновения Индостанского микроблока и Аравийского щита с Евразийским континентом сдвинулись с места блок Деште-Лут, Среднекаспийско-Туранская плита и Главный Загросский надвиг (Рис.5.2.16), и под давлением силы сжатия мантийная магма поднялась к поверхности, в результате чего образовались МГРМ и ЮКРМ.

На рис. 5.2.17 и 18 иллюстрируются плоскости расположения основных гравитационных аномалий. Хорошо видно как отражены геодинамические процессы в этом регионе в гравитационном поле. Под давлением динамических сил, связанных горизонтальными движениями литосферных плит основные гравитационные аномалии всегда находятся в динамичном состоянии, которые отражаются в модификациях трансформационных карт, вычисленных при разных параметрах и методике.

На основании региональной геодинамики и проведённых высокоточных гравиметрических профильных наблюдений впервые составлена карта тектонического районирования региона (Рис.4.2.5.1). На этой карте в пределах МГРМ в современной тектонике выделяются грабены и горсты, связанные с проникновением мантийной массы и влиянием силы сжатия.

Развитие сжимающих напряжений в западной части ЮКМ обусловлено сложившейся в миоценовое время геодинамической обстановкой. Согласно по Л.П. Зоненшайну (1990г.) поздний миоцен характеризуется здесь режимом общего сжатия, способствовавшим интенсивному воздыманию и сближению хребтов БК и МК. По его мнению, в результате возникли две зоны субдукции, падающие на север под БК и на юг под МК. В них поглощались остатки океанической коры бассейна Паратетис. При этом связь между Черноморским и Южно-Каспийским бассейнами была нарушена лишь после раскрытия Красного моря в позднем миоцене, после чего Аравийский щит продвинулся на север. В результате Аравийский щит своим северным выступом стал оказывать распирающее воздействие на Анатолийскую и Ирано-Афганскую плиты. Это и послужило причиной возникновения в ЮКМ сжимающих напряжений северо-восточной ориентации.

Грязевулканизм, развитый в пределах Апшероно-Прибалханского порога, Нижне-Куринской впадины, Бакинско-го архипелага и Предэльбурского прогиба, является одним из показателей проявления относительно сжимающих напряжений. Возникновение последних в осадочном чехле приводит к нарушению гидростатического равновесия в этом регионе и стимулирует развитие там структур нагнетания и грязевулканизм.

Присутствие ископаемой грязевулканической брекчии в плиоцене, диатоме, чокраке и даже в майкопских отложениях

указывает на активность в ЮКМ тектонических процессов, связанных со сжимающими напряжениями в отмеченные интервалы геологического времени. Следует отметить, что все выявленные в мире грязевые вулканы приурочены к Альпийско-Гималайскому и Тихоокеаническому подвижным поясам, характеризующимся в целом высокими значениями сжимающих напряжений, возникающих в коллизионных и субдукционных зонах взаимодействия литосферных плит.

Завершая данную монографию, мне хотелось бы подчеркнуть одно обстоятельство, которое может заинтересовать читателя: - почему в середине Мезозоя раскололся материк ПанГеи и почему Индостанский микроконтинент отделился от материка Африка и со временем присоединился к материка Евразия? Ответы на эти вопросы требуют глубокого анализа на основе принципов геодинамики и геомеханики, и, несомненно, у меня имеется ряд представлений по этим вопросам. Обо всём этом в дальнейших исследованиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Монографическая работа является результатом комплексных геолого-геофизических исследований, на базе которых обоснованы научные принципы геодинамики при образовании основных геоструктурных элементов Азербайджана.

На основе анализа и обобщения имеющихся данных о глубинном геолого-тектоническом строении исследуемого региона показано, что из-за не достаточной детальности и малой информативности проводившихся геофизических работ, также из-за концепции унаследованности структурных слоёв разновозрастных отложений, вопросы глубинного строения западного борта Южного Каспия оставались до конца не решёнными. На наш взгляд, задача исследования и уточнения глубинного строения с помощью идей геодинамики, стоявшая перед монографической работой, решена.

Использована методика совместного анализа гравитационного и магнитного полей Т. С. Амирасланова, при наличии карты полной и вертикальной составляющей геомагнитного поля. Специальные пакеты программ для ЭВМ переведены на современные языки программирования для персональных компьютеров и апробированы на примере гравиметрической карты в редукции Буге исследуемого региона.

Использована методика Т. С. Амирасланова определения параметров глубинных разломов по гравиметрическим данным для разных моделей и специальный пакет программ, реализо-

ванный для современных компьютеров, вычислены различные параметры глубинных разломов, на основе которых уточнено геологическое строение региона.

Проведённые исследования позволяют сделать ряд выводов, основными из которых являются:

1. В свете новых геолого-геофизических данных и на основе идей геодинамики, а также методических разработок, дано геологическое истолкование гравитационного поля Азербайджана и прилегающих территорий. Впервые составлена схема тектонического районирования западного борта Южного Каспия в дизъюнктивном варианте по результатам изотропных и анизотропных трансформаций гравитационного поля.

2. По результатам карт горизонтальных градиентов и анизотропной трансформации уточнена разрывная тектоника западного борта Южного Каспия, протрассирована сеть глубинных и внутриформационных разломов, показано, что некоторые разломы, такие как Мингечаур-Ленкоранский, Талышский и Южно-Аразский в глубинных слоях не трассируются.

3. Установлен трансформный характер Западно-Каспийского разлома, объясняющийся рифтовым происхождением в древнем океане Тетис.

4. Оценка параметров глубинных разломов показала, что Западно-Каспийский и Предмалокавказский разломы глубокого проникновения являются мантийными.

5. В результате проведённых анализов гравитационного поля на основе идей геодинамики геологическая природа МГРМ и ЮКРМ объясняется в новом аспекте, т.е. глубинным магматизмом. В пределах МГРМ глубинная магма (эффузивный мантийный диапризм) залегает близко к поверхности Земли, а в пределах ЮКРМ погребённая магма (интрузивный мантийный магматизм) залегает на глубине 15 – 18 км. Геологическая природа локальных аномалий, соответствующих в плане Саатлы-Гёкчайскому максимальному выступу, являющемуся составной частью МГРМ, связана с осложнёнными рифовыми постройками мезозойских карбонатных отложений.

6. Плановое сопоставление гравиметрических карт в редукции Буге с разными значениями плотности промежуточного слоя показало, что при значении плотности $\sigma=2300 \text{ кг/м}^3$ МГРМ и ЮКРМ представлены более интенсивно (особенно МГРМ) и связаны между собою. А на карте при значении плотности $\sigma=2670 \text{ кг/м}^3$ – малой интенсивностью и размерами и не связаны между собою, кроме этого, МГРМ выражен овалообразно, и не возможно судить о направлении его простирания, но ЮКРМ имеет доминирующее простирание в СЗ – ЮВ направлении. Интенсивность СТМ на обеих картах одинаковая, но направление простираний на карте при плотности $\sigma=2300 \text{ кг/м}^3$ отклонено к югу-западу примерно на $18-20^\circ$ по сравнению с картой при плотности $\sigma=2670 \text{ кг/м}^3$.

7. В результате проведённого анализа выше названных карт удалось высказать ряд предположений о геодинамике Средиземноморского пояса в палеозойское и мезозойское время. В частности, в пределах территории Азербайджана о причине образования региональных гравитационных аномалий, геологической природой которых являются основные геоструктуры Азербайджана.

8. Установлено, что в конце мезозойской эры при движении Индостанской микроплиты, отделившейся от Африканской плиты в результате столкновения с Евразийским континентом, блок Деште-Лут, расположенный в восточной части территории Ирана, и блок Среднекаспийско-Туранский, расположенный на восточном побережье Среднего Каспия, были подвергнуты деформации. В результате у этих блоков оси простираний повернулись в направлении против часовой стрелки. А последующим столкновением Аравийского щита с Евразийским континентом подвергся деформации и Главный Загросский надвиг, и поворот был в направлении по часовой стрелке. В деформационных геодинамических процессах главный удар силы сжатия попал в окрестность современного МГРМ, и по ранее существовавшим глубинным рифтовым разрывам мантийная магма поднялась к поверхности Земли. А в окрестности ЮКРМ подобная мантийная магма в виде интрузивной массы застыла на глубине из-за слабого развития рифтогенеза.

9. Анализируя полученный материал предполагается, что Закавказский Срединный массив не существовал, заблуждение было связано с малым количеством информации о геологической природе МГРМ и ЮКРМ.

10. Выяснено, что геологическая природа МГРМ и ЮКРМ идентична и связана с глубинным магматизмом мантийного происхождения. В пределах МГРМ магма расположена на очень малой глубине, а в пределах ЮКРМ интрузивный континентальный магматизм застыл на глубине около 15.5 – 17.5 км.

11. На этой территории Азербайджана, т.е. в пределах МГРМ, с целью изучения нефтегазоносности были проведены обширные исследования и опубликованы многочисленные материалы, в результате которых пробурены на нефть и газ десятки „пустых скважин“. Многие авторы предлагают для изучения нефтегазоносности основные исследования направить на изучение рифовых построек, а другие предпочитают изучать неантиклинальные (зоны выклинивания) ловушки. Разная направленность мнений исследователей свидетельствует о сложной тектонике и об отсутствии полной информации о геодинамике района. Исходя из этого, предлагаем: - в пределах структур Гараджалы, Гарабуджаг, Сорсор, Джарлы углеводороды надо искать в рифовых отложениях, а юго-восточнее – в не антиклинальных ловушках.

12. По полученным представлениям о геологии региона на основе проведённых исследований автором предлагается для

изучения нефтегазоносности территории исследования направить усилия на комплексирование поисково-разведочных работ, в аспекте идей геодинамики. Нефтегазовые залежи надо искать ниже горизонта „Р“, характерного для временных и глубинных сейсмических разрезов данного региона и стратиграфически приуроченного к границе „несогласия“ (возможно размытая поверхность Мезозоя). Это обосновывается тем, что для скопления углеводородных продуктов ниже горизонта „Р“ существуют благоприятные тектонические условия, но в новом аспекте необходимо правильно истолковать пути миграции нефти в результате столкновения плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланов Б.С. Глубинное строение Среднего Каспия по геофизическим данным. Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук. - Баку. -1992. - с.156.

2. Асланов Б.С. (соавтор Гиясов Н.Ш., Исмаилов А.И.). Результаты комплексирования гравиразведки с сейсморазведкой на восточном шельфе Каспийского моря // „Нефть и Газ“. – Баку. –1993. -№4. -с.13-15.

3. Асланов Б.С. (соавтор Амирасланов Т.С., Джието Лордон А. Э.). Совместный анализ гравитационного и магнитного полей Среднего Каспия // „Нефть и Газ“. - Баку. –1994. - №2. -с.3-6.

4. Асланов Б.С. (соавтор Амирасланов Т.С., Джието Лордон А.Э.). Результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных о глубинном строении Среднего Каспия // Ученые Записки. – Баку. –1994. -№2. -с.11-24.

5. Асланов Б.С. (соавтор К.М. Керимов). Предкавказско-Туркменский разлом земной коры и его роль в определении закономерностей формирования и размещения нефтегазоносных месторождений в бассейне Каспийского моря / Международная Геофизическая Конференция и Выставка. - Санкт-Петербург*95, -с.8.

6. Асланов Б.С. (соавтор Джието Лордон А.Э.). Изучение структуры мезозойских отложений северо-приапшеронской де-

прессии методом многомерного регрессионного анализа в связи с перспективами нефтегазоносности // Ученые Записки. – Баку. –1995. -№2.-с.22-27.

7. Асланов Б.С. (соавтор Авербух Б.М., Джието Лордон А.Э.). Тектоническое районирование северо-восточной шельфовой зоны Азербайджана // Ученые Записки. – Баку. –1995. -№2. - с.31-38.

8. Асланов Б.С. Почему поднимается уровень воды Каспия // „Елм ве Хаят“. - Баку. –1996. -№1. -с.11-12..

9. Асланов Б.С. Роль глубинных тектонических движений в изменении уровня воды Каспийского бассейна / Первая Международная Конференция на тему „Нефтяные месторождения в быстро погружающихся бассейнах и их геофизические характеристики“. – Баку. –1996. -с.36.

10. Асланов Б.С. (соавторы Амирасланов Т.С., Гиясов Н.Ш., Агазаде Б.Г.). Глубинное геологическое строение Среднего Каспия и перспективы нефтегазоносности // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство 1996. - №3. -с.1-6.

11. Асланов Б.С. Морская гравirazведка. В книге „Геофизические исследования в Азербайджане“. Под ред. К.М. Керимова. Баку: „Шарг-Гарб“. -с. 96-100.

12. Aslanov B.S. (co-author Kerimov K.M., Agakuliev G.B., Abdullayev A.A., Mamedqasanov K.G., Askerov H.M.). The electrogravimetric method of direct exploration of the oil and gas fields / Geophysics news in Azerbaijan –Baku. –1997. - №1-2. p.10-11.

13. Асланов Б.С. (соавторы Гаджиев Ф.М., Агазаде Б.Г.). Тектоническое строение северо-западной части Саатлы-Геокчайской зоны поднятий и перспективы ее нефтегазоносности // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. –1997. - №11-12. - с.12.16.

14. Aslanov B.S. Application of gravity increase measurement method under composite relief conditions of Nakhchivan // Geophysics news in Azerbaijan. –Baku. –1998. - №4. -p.23-24.

15. Асланов Б.С. Геологическая природа Мугань-Карабахского максимума по гравиметрическим данным / Материалы научного семинара по теме „Прогнозирование углеводородных скоплений в не антиклинальных ловушках геофизическими методами разведки“. – Баку. -26-27 ноября 1998. -с.75-76.

16. Aslanov B.S. (co-author Kerimov K.M.). Nakhichevan gravity field and its geological origin // Geophysics news in Azerbaijan. – Baku. –1999. -№1. -p.11-13.

17. Aslanov B.S. (co-author Kerimov K.M., Hadjiyev F.M., Aliyev M.A.). Depth structure of Nakhchivan in the light of plate tectonic based on gravimetric data // Geophysics news in Azerbaijan. – Baku. –1999. - №3. -p.26-30.

18. Асланов Б.С. (соавтор Керимов К.М.). Некоторые особенности мезозойских структур северо-приапшеронской зоны по данным гравиметрических исследований / Материалы семинара, посвященного 50-летию освоения месторождения „Нефть Дашлары“. – Баку. 22-23 ноября 1999. -с.76,

19. Асланов Б.С. (соавтор Керимов К.М.). Перспективность на нефть и газ Средне-Каспийского бассейна по данным грави-магнитометрии / Геофизические чтения памяти Н.И. Шапировского (воспоминания, научные сообщения). – Баку. 11-12 марта 1999. -с.56-57.

20. Асланов Б.С. (соавторы Гаджиев Ф.М., Алиев М.А.). Гравиметрические аномалии Нахчывана и их геологическая природа // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. –1999. -№5. - с.1-5.

21. Асланов Б.С. (соавторы Рахманов Р.Р., Гасанов И.С., Искандеров И.М.). Роль гравиметрической разведки по выявлению новых нефтегазоносных структур в Каспийском море / Азербайджанская Международная Геофизическая Конференция. – Баку. 19-21 октября 2000. -с.171.

22. Асланов Б.С., Алиев М.А. Новые данные о глубинном строении Нахчыванской АР по гравиметрическим исследованиям / Азербайджанская Международная Геофизическая Конференция. – Баку. 19-21 октября 2000. -с.193.

23. Aslanov B.S. Paleozoic stage of Mediterranean belt tectonic evolution and its impact on Caspian petroleum basin gravity field // Geophysics news in Azerbaijan. –Baku. –2000. -№3-4. -р.26-30.

24. Асланов Б.С. (соавтор Бабаев Н.И.). Возрождение шелкового пути не должно нарушать экологического равновесия / Вторая научно-практическая республиканская конференция

ция, посвященная 10-летию юбилею Государственного Суверенитета Азербайджанской Республики. – Баку. 20-22 декабря 2001. -с.148-149.

25. Асланов Б.С. Глубинное строение территории Нахчыванской АР по результатам многомерного регрессионного анализа // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. –2001. -№1. - с.11-16.

26. Aslanov B.S. (co-author Hasanov I.S., Iskenderov I.M., Khanbabayev N.B., Hasanov A.S.). 45 years of sea-bottom gravity survey. Gravity survey in the Caspian: history, geologic results and future prospects // Geophysics news in Azerbaijan. – Baku.-2002. - №1-2. -p.5-6.

27. Aslanov B.S. Middle Caspian Anteklise as a huge horst-uplift belt between the alpine geosyncline and Russian platform (based on geophysical data) // Geophysics news in Azerbaijan. – Baku. –2002. -№3-4. -p.20-23.

28. Aslanov B.S. (co-author Kerimov K.M., Kocharli Sh.S., Iskenderov I.M., Khanbabayev N.B., Hasanov A.S.). New materials about the tectonic of Lower-Kura valley / Azerbaijan International Geophysical Conference. –Baku. 24-26 September 2002. -p.190-191.

29. Aslanov B.S. (co-author Babayev N.I.). The role of regional gravity anomalies in study of geotectonic modes of Black Sea & Caspian region / International Conference on Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Caspian & Black Seas Region. – Baku. -24-26 September 2002. -p.234-235.

30. Aslanov B.S. Middle Caspian anteklise as great horst-
uplift between alpine geosynclines and Russian platform on geo-
physical data / International Conference on Petroleum Geology and
Hydrocarbon Potential of the Caspian & Black Seas Region. -Baku,
24-26 September 2002. -p.324-325.

31. Асланов Б.С. (соавтор Бабаев Н.И.). Изучение глу-
бинного строения на нефтегазоносность Средне-Каспийского
бассейна геофизическими методами / Материалы Научно-
практической Конференции на тему „Каспинефтегаззалежь“. –
Баку. 19-21 сентября 2002. -с.57.

32. Асланов Б.С. (соавтор Бабаев Н.И.). Уточнение глу-
бинного строения по гравитационному полю/ Материалы Науч-
но-практической Конференции на тему „Каспинефтегаззалежь“.
– Баку. 19-21 сентября 2002. -с.57.

33. Асланов Б.С. (соавтор Гаджиев Ф.М.). Роль высоко-
точной гравиметрии в выявлении благоприятных участков для
скопления углеводородов в условиях юго-восточной части
Средне-Куруинской впадины // Азербайджанское Нефтяное Хо-
зяйство. –2002. -№5. -с.1-6.

34. Асланов Б.С. Отражение геологического строения
Автономной Республики Нахчыван в гравитационном поле. –
Баку: „Техсил“. 68с.

35. Асланов Б.С. (соавтор Бабаев Н.И.). Новые данные о
Мил-Муганской моноклинали и перспективах ее нефтегазос-

ности // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. –2003. -№3. - с.1-5.

36. Асланов Б.С. (соавторы Алиев М.А., Ханбабаев Н.Б., Гасанов А.С.). О перспективах гравиметрических методах разведочной геофизики в изучении геологических условий, осложненных грязевыми вулканами / Материалы научно-практической конференции, посвященной 80-летию Г.А. Алиева. – Баку. 30 апреля 2003. -с.80.

37. Асланов Б.С. (соавторы Рахманов Р.Р., Искендеров И.М., Кадыров В.Г., Ханбабаев Н.Б.). Об истории и технологии аэрогравиметрической съемки / Материалы научно-практической конференции, посвященной 80-летию Г.А. Алиева. – Баку. 30 апреля 2003. -с.86-87.

38. Aslanov B.S. Structural evolution of the Crimea-Caucasus-Kopetdagh segment in the light of region-scale gravimagnetic study, Alpine system // Geophysics news in Azerbaijan. – Баку. –2003. -№3-4. -р.59-61.

39. Aslanov B.S. Concerning Mid-Caspian-Turan plate and Deshte-Lut intrinsic features // Geophysics news in Azerbaijan. – Баку. –2003. -№3-4. -р.62-66.

40. Асланов Б.С. (соавтор Н.И. Бабаев). Роль региональных гравитационных аномалий в изучении геотектонического режима Черноморско-Каспийского региона // „Геолог Азербайджана“, Баку, №8, 2003, с.20-24.

41. Асланов Б.С. Среднекаспийская антеклиза как огромный горст-поднятие между Альпийской гэосинклинальной и Русской платформой по данным геофизики. „Геолог Азербайджана“. – Баку. -№8. –2003. -с.25-28.

42. Асланов Б.С. (соавтор Н.И. Бабаев). Поисково-разведочные работы не должны нарушать экологии / II Международная Научно-Практическая конференция, посвященная 80-летию Г.А. Алиева. – Баку. –2003. -с.133-135.

43. Асланов Б.С. Геологическая природа Билясувар-Гарабахского и Южно-Каспийского региональных гравитационных максимумов и нефтегазоносность территории. // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. –2004. - №3. -с.9-13.

44. Асланов Б.С. (соавторы А.Г. Ахмедов, Н.И. Бабаев). О глубинной тектонике западного борта Южного Каспия по комплексным геолого-геофизическим данным // „Знание“ (Физика, Математика – науки о земле). –2004. -№2. -с.82-89.

45. Асланов Б.С. (соавторы А.Г. Ахмедов, Н.И. Бабаев). Новые данные о геологическом строении южной части Азербайджана по интерпретации гравиметрических данных // Бюллетень Общества Геологов-Нефтяников. Баку, декабрь 2003, январь 2004. -№4-5(62-63).

46. Асланов Б.С. (соавторы Н.И. Бабаев, А.Г. Ахмедов). Тектоническое районирование западного борта Южного Каспия на нефть и газ по комплексным геофизическим данным / Докла-

ды Научно-Практической Международной конференции. – Баку. –2004. -с.41-42.

47. Асланов Б.С. (соавтор Н.М. Асланова). Отражение эволюции основных геоструктур Азербайджана в палеодинамике гравитационного поля / V Азербайджанская Международная Геофизическая конференция. – Баку. –2004. -с.95.

48. Асланов Б.С. (соавторы Н.И. Бабаев, А.Г. Ахмедов, А.С. Гасанов). Глубинное строение западной Миль-Муганской моноклинали на основе комплексного анализа геофизических данных и нефтегазоносность / V Азербайджанская Международная Геофизическая конференция. – Баку. –2004. -с.172-173.

49. Асланов Б.С. (соавторы Халилов Э.Н., Мамедов Ф.Н.). Роль атолловой структуры и зоны Бенъофа в формировании углеводородного потенциала Чёрного, Азовского и Каспийского морей / Международная Научно-техническая конференция по проблеме нефтегазоносности Чёрного, Азовского и Касийского морей. – Геленджик. –2004. -с.12-16.

50. Асланов Б.С. (соавтор Бабаев Н.И.). В крупных промышленных городах отходы тяжёлых металлов против урбанизации / Материалы V Международная Научная крнференция. – Сумгаит. –2004. -с.15-16.

51. Aslanov B.S. (co-author Abdullayev I.E.). Some aspects of possibility of prediction of earthquakes on base of monitoring of non-tidal variatiiong of gravity. SCIENCE WITHOUT BORDERS /

Transactions of the International Academy of Science H&E. Volume 1, - Baku-Innsbruck. 2003/2004.

52. Алиханов Э.Н. Геология Каспийского моря. – Баку: „Элм“. –1978. -189с.

53. Алиханов Э.Н. Нефтегазоносность Каспийского моря. – Москва: „Недра“. –1977. -269с.

54. Ахмедбейли Ф.С. Неотектоника и некоторые аспекты позднеорогенной геодинамики Азербайджана. – Баку: „Нафта-Прес“. –2004. –269с.

55. Ахмедбейли Ф.С., Гасанов А.Г. Тектонические типы сейсмических очагов Азербайджана. – Баку: „Елм“. –2004. – 129с.

56. Ахмедбейли Ф.С. Региональная сейсмичность территории Азербайджана в связи с тектонической активностью Центрального сегмента Альпийско-Гималайского пояса / Тр. Института Геологии НАНА. -№29. –2001. –Баку: „Нафта-Прес“. –С.40-46.

57. Ахмедбейли Ф.С. Типы сейсмогенерирующих тектонических структур Азербайджана / Международная Конференция: „Оценка сейсмической опасности и риска в нефтегазоносных областях“ (к 100-летию Шемахинского землетрясения) 28-30 октября, Баку: „Нафта-Прес“. –2002.

58. Амирасланов Т.С. Интерпретация гравитационных аномалий сложно построенных нефтегазоносных областей на

основе комплексного анализа геофизических полей / Автореферат докт. диссертации. – Баку. –1987. –46с.

59. Амирасланов Т.С. Определение параметров возмущающих масс на ЭВМ по гравиметрическим данным // Изд-во АН Азеоб. ССР, серия наук о Земле. -1982. -№1. -с.108-115.

60. Амирасланов Т.С. К теории блокового строения земной коры в связи с определением параметров глубинных разломов по гравиметрическим данным // Изд-во АН Азерб. ССР, серия наук о Земле. –1984. - №2. -с.105-112.

61. Амирасланов Т.С. Опыт применения многомерного регрессионного анализа в связи с комплексной интерпретацией гравитационных аномалий сложно построенных областей Азербайджана // „Нефть и газ“. -1977. - №5. -с.6-10.

62. Амирасланов Т.С. Комплексный анализ данных гравиразведки на ЭВМ // „Нефть и газ“. –1980. - №10. -с.10-14.

63. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Москва: „Гостоптехиздат“. - 1962. -495с.

64. Али-Заде А.А. Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана. Баку: „Азернешр“. –1963. -305с.

65. Архангельский А.Д. Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане / Бюллетень Московского общества испытателей природы. –1932. -т.40. - Отдел геологии. -X. -№3, 4.

66. Ализаде А.А., Ахмедов Г.А. и др. Глубинное строение земной коры Азербайджана и прилегающих акваторий Среднего и Южного Каспия / Изв. АН Азерб. ССР. -1968. серия наук о Земле. -№5.

67. Агабеков М.Г., Аллахвердиев Р.А., Мошашвили А.Б. Структурные соотношения мезозойского и кайнозойского комплексов центральной части Куринской впадины и Шемахино-Кобыстанской области. Баку: „Елм“. -1977. -126с.

68. Ахмедов А.К. Сейсмическая томография при поисках и разведке залежей нефти и газа. Баку: „Азербайджан Милли Энциклопедиясы“. –2003. -232с.

69. Ахмедов А.К., Бабаев Р.Г., Мамедов И.И. О распространение наземных и погребенных мезозойских построек в Азербайджане // Известия Наук о Земле. -№1. Баку: „Нафта-Прес“. -2003. -с.71 – 77.

70. Алиюлла Х., Бабаев Р.Г. Об установлении мезозойской рифогенной постройки в Среднекуринской депрессии. // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. –1984. -№7. -с.3-17.

71. Багир-Заде Ф.М., Керимов К.М., Салаев С.Г. Глубинное строение и нефтегазоносность Южно-Каспийской мегавпадины. Баку: „Азернешр“. –1987. -388с.

72. Балавадзе Б.Я. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии / Изд-во АН Груз. ССР, серия наук о Земле. – 1967. -№7. -с.122-132.

73. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геологическим данным. М.: „Недра“. –1967. -303с.

74. Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Тр. ВНИГРИ. т.І, вып. 108. –1938. т. ІІ, вып. 121. –1939. т.ІІІ, вып. 128. 1940.

75. Баженов М.Л., Буртман Б.С. Структурные дуги Альпийского пояса. Карпаты-Кавказ-Памир. М.: „Наука“. –1990. -88с.

76. Булах Е.Г., Ржаницын Б.А., Жаркова М.Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Киев: „Наукова Думка“. –1976. -220с.

77. Башилов Е.Г. Глубинные гравиметрические исследования. М.: „Наука“. -1973, -156с.

78. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: „Наука“. -1985, -189с.

79. Баранова Е.П., Краснопевцева Г.В., Павленкова М.И. Повторя интерпретация сейсмического профиля Сухуми-Масаллы. В кн. „Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: „Наука“. -1980. -18с.

80. Вебер В.В., Федынский В.В. Гравиметрическая карта юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении. М.: Изд-во АН СССР, серия геол. Наук. –1947. -№5. -с.131-138.

81. Веселов К.Е. Гравиметрическая съёмка. М.: „Недра“. –1986. -312с.

82. Варенцов М.И. геологическое строение области Триалетских гор и смежных районов Карталинии / Тр. ин-та нефти СССР. –1960. -т.І. -вып. 2.

83. Гаджиев Р.М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: „Азгосиздат“. –1965. -200с.

84. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: „Недра“. –1981. -397с.

85. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: „Недра“. –1990. -607с.

86. Грушинский Н.П. Основы гравиметрии. М.: „Наука“. –1983. -350с.

87. Грушинский Н.П., Грушинский А.Н. В мире сил тяготения. М.: „Недра“. –1985. -150с.

88. Губкин И.М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Горгеонефтиздат. - 1934. –218с.

89. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. и др. Отражение эволюции земной коры Беларуси в палеодинамике гравитационного поля. // „Геология и Геофизика“. –2001. -т.42. -№4. -с.726 – 735.

90. Голиздра Г.А. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М.: „Недра“. –1978. -212с.

91. Зоненшайн Л.П. Движение литосферных плит и формирование складчатых поясов. // Динамика и эволюция литосферы. М.: „Наука“. -1986. -с.16-32.

92. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: „Наука“. -1993. -192с.
93. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. -1979. -311с.
94. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. -1990. - Кн.1. -328с. -Кн.2, -334с.
95. Исмаилзаде Т.А., Хесин Б.Э. Грави-магнитные аномалии Азербайджана и их геологическое истолкование. Объяснительная записка к „Карте грави-магнитных аномалий Азербайджанской ССР“ м-ба 1:500 000. Баку. –1989. -65с.
96. Каспийское море. М.: Изд-во МГУ. –1969. -269с.
97. Карта глубинного строения Черноморско-Южно-Каспийской области регионального прогибания. М – 1:1 000 000. – Баку. -1992. Под. Ред. К.М. Керимов, Э.Ш. Шихалибейли.
98. Карта нефтегазоносных месторождений и перспективных структур Азербайджана. М-б 1:500 000. –Баку. –1985. Под ред. Ш. Мехтиева.
99. Карта тектонического районирования нефтегазоносных территорий Азербайджана. М-б 1:500 000. Баку. –1993. Под ред. А.Н. Гусейнова и Ф.А. Ширинова.
100. Каратаев Г.И., Ватлин Б.И., Захарова Т.Л. Методика комплексной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий / Тр. Инс-та Геологии и Геофизики АН СССР, Сибир. Отд.: „Наука“. –1973. -167с.

101. Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: „Наукова Думка“. –1981. -264с.

102. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: „Наукова Думка“. –1989. -248с.

103. Кратц К.О., Митрофанов В.П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), её становлении и тектонической эволюции. Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: „Недра“. –1980. -с.147–169.

104. Канбаров Ю.Н., Юсубов Н.П., Гаджиев Ф.М., Аббасов С.А.. Изучение сейсморазведкой палеоморфологических нефтегазоносных ловушек Евлах-Агджебединской впадины и Муганской моноклинали // Геофизические Новости в Азербайджане. -2002. -№ 3–4. -с.29–38.

105. Копп М.Л. Кинематика Кавказа в орогенном этапе. Геодинамика Кавказа. М.: -1959. -103с.

106. Короновский Н.В., Кожевников А.В., Панов Д.И. и др. История геологического развития и формирования центральной части Терско-Каспийского передового прогиба // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. Под ред. Е.Е. Милановского, Н.В. Короновского –. М.: Наука. -1987. -с.147-174.

107. Короновский Н.В., Демина Л.И., Симонов П.А. и др. Позднекайнозойская геодинамика и наземный вулканизм

Эгейско-Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийского пояса. Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма / Мат-лы XXXII Тектонического совещ. М.: ГЕОС. -1999. -с.321-325.

108. Лебедев Л.И. Развитие и происхождение Каспийской впадины. В книге "Проблемы геологии и нефтегазоносности впадин внутренних морей". М.: "Наука". -1981. -с.231-248.

109. Лобковский Л.И., Исмаил-заде А.Т., Наймарк Б.М. и др. Механизм погружения земной коры и образования осадочных бассейнов // Докл. РАН. -1993. -т.330. -№2. -с.256-260.

110. Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и происхождение цунамигенных землетрясений // ДАН СССР. -1980. -т.251. -№5. -с.1092-1095.

111. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотетоники и геодинамики. М.: „Научный Мир“. -2004. -610с.

112. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. -1968. -250с.

113. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра. -1976. -279с.

114. Муратов М.Б. Происхождение материков и океанических впадин. М.: "Наука". -1975. -175с.

115. Мудрецова Е.А., Баронов А.С., Филатов В.Г., Комарова Г.М. Интерпретация данных высокоточной гравиразведки

на неструктурных месторождениях нефти. М.: "Недра". –1979. - 196с.

116. Маловичко А.К., Костицын В.И., Тарунина Л.Л. Детальная гравиразведка на нефть и газ. М.: "Недра". –1979. -367с.

117. Мамедов П.З. Акустический фундамент Южно-Каспийской мегавпадины (ЮКМВ). / Геофизические чтения памяти Н.И. Шапиросого (вспоминания, научные сообщения). Баку. –1999. -с.48–51.

118. Мамедов П.З. Южно-Каспийская впадина—реликт задугового окраинного моря // "Азэрбайжан эеологу". – 2002. -№7. -с.149–159.

119. Мамедов А.В. Геологическое строение Среднекуринской впадины / "Материалы по тектонике и региональной геологии Азербайджана". Баку.: Изд. АН Азерб. ССР. -1968. - 109с.

120. Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: МГУ. -2002. -366с.

121. Никишин А.М., Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Схема глобальной эволюции Земли // Докл. РАН. -1992. -т.323.- №3. - с.519-522.

122. Пейве А.В. Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях ГИН АН СССР. М.: Наука. -1980. -с.95-122.

123. Пушаровский Ю.М. Сейсмотомаграфия, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. РАН. -1998. -т.360. -№4. - с.518-522.

124. Польштер Л.А. Среднекаспийский нефтегазоносный бассейн. М.: "Недра". –1972. -334с.

125. Раджабов М.М. Расчёт плотности пород земной коры по характеристикам скоростной модели / ДАН Азерб. ССР. – 1979. -т. 35. -№8. -с.44-49.

126. Раджабов М.М., Ганбаров Ю.Г., Андреев Л.И. Региональные сейсмические исследования на акватории Каспия в связи с оценкой углеводородного потенциала и сейсмической опасности / Тезисы докладов международной научно-технической конференции, посвященной 50-летию сейсмических исследований в Каспийском море. Баку. –1991. -с.54-55.

127. Родкин М.В. Флюидогеодинимическая модель литосферы Южного Каспия // Геотектоника. -2003. -№1. -с.43-53.

128. Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное строение геосинклинального трога в Закавказье (по сейсмическим данным). Геотектоника. –1984. -№6.

129. Сейсморазведка. Справочник геофизика. М.: "Недра". –1981. -464с.

130. Страхов В.Н. К теории метода подбора // Изд. АН СССР. -Сер. геоф. –1984. -№ 4. -с.494–509.

131. Страхов В.Н. Об определении величины косомагнитических двухмерных тел // Изд. АН СССР. -Сер. геоф. –1983. -№ 2. -с.333–346.

132. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: "Наукова Думка". –1978. -287с.

133. Серкеров С.А. Спектральный анализ в гравиразведке и магниторазведке. Москва: "Недра". –1991. -279с.
134. Серкеров С.А. Корреляционные методы анализа в гравиразведке и магниторазведке. Москва: "Недра". –1989. -244с.
135. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ. -1991. -446с.
136. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли. Итоги науки и техники // Сер. Физика Земли. -т. –12. –ВИНИТИ. –1993. -290с.
137. Саатлинская сверхглубокая (СГ – 1). Под ред. академиков Ак.А. Ализаде, В.Е. Хаина и А.Д. Исмаилзаде. Баку: "Нафта-Прес". –2000. -287с.
138. Трифанов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир. -1999. -252с.
139. Тулиани Л.И. Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. М.: Научный мир. -1996. -210с.
140. Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра. -1972. -156с.
141. Ушаков С.А., Иванов О.П., Прозоров Ю.И. Малые плиты Альпийско-Гималайского пояса // Жизнь Земли. М.: Недра, -1984. -с.3-14.
142. Ушаков С.А. Физика Земли. Строение и развитие Земли. Итоги науки, М.: М.: Недра. –1974. -т. 1. -268с.

143. Хаин В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефиздат. -1950. -224с.
144. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра. -1964. -479с.
145. Хаин В.Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закавказьем // "Геология Нефти и Газа". -1958. -№9. -С.11-14.
146. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра. -1984. -343с.
147. Хаин В.Е., Михайлов А.М. Общая геотектоника. М.: "Недра". -1985. -432с.
148. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайназой. М.: Недра. -1993. -451с.
149. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра. -1988. -382с.
150. Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии // Геотектоника. -1994. -№3. -с.12-20.
151. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд. МГУ. -1995. -480с.
152. Хаин В.Е. Тектонические проблемы Каспийской впадины / ВМОИП. Отд. Геол., т. XXIX, вып. 2. -1984.
153. Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геофизическая история и строение Куринской впадины. М.: изд. АН СССР. -1952. -134с.

154. Хаин В.Е. Современные представления о механизме тектонических движений и деформаций // Известия ВУЗов. -№2. -1984. -с.8-12.
155. Хаин В.Е. Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика / Вестн. Моск. Ун-та. Геология. -№6. -1993. -с.3-20.
156. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии // М.: Наука. -1994. -255с.
157. Хаин В.Е. Современная геология: Проблемы и перспективы // Соросовский образовательный журнал. Науки о Земле. -№5. -1996. -с.25-43.
158. Хаин В.Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы //М.: Природа. -№1, -2002. -с.51-59.
159. Хаин В.Е., Халилов Э.Н., Исмаил-Заде Т.А. Периодичность активности вулканов разных геодинамических обстановок и возможная пульсация радиуса Земли / Пятые Геофизические Чтения им. В.В. Федынского. Тез. Докл. 27 февраля - 01 марта 2003. -с.145-146.
160. Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности современных геодинамических процессов // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. Баку. -1998. -№6. -с.1-7.
161. Халилов Э.Н. Новые данные о наличии зоны Бень-офа в Кавказско-Каспийском регионе / Азербайджанская Международная Геофизическая Конференция. Баку. 19-21 октября 2000. -с.240.

162. Халилов Э.Н. О выявлении зоны Беньофа на большом Кавказе и Каспии в свете новых данных // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. Баку. –2001. -№2. -с.51-54.

163. Халилов Э.Н. О происхождении нефти в акватории Каспия с позиций тектоники литосферных плит // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. Баку. –1983. -№10. -с.1-5.

164. Халилов Э.Н. Глубинное геологическое строение земной коры и верхней мантии Южного Каспия и прилегающих регионов // Азербайджанское Нефтяное Хозяйство. Баку. –1985. -№4. -с.10-14.

165. Халилов Э.Н., Мехтиев Ш.Ф., Хаин В.Е. О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Большого Кавказа // Геотектоника. -1987. -№2. -с.54-60.

166. Халилов Е.Н. Новые данные о наличии зоны Беньофа в Кавказско-Каспийском регионе // Доклады Академии Наук. -2003. -т. 388. -№4, -с.542-544.

167. Халилов Э.Н. Гравитационные волны и геодинамика. Баку – Берлин – Москва: ЭЛМ – МСНР/МАН –2004. 328с.

168. Халилов Е.Н. Наличие зоны Беньофа на Каспии как один из показателей перспектив нефтегазоносности больших глубин / Международная Научно-Практическая Конференция по теме „Каспнефтзалеж – 2004“. Баку. -2004. -с.58.

169. Хесин Б.Е., Метакса Б.Е., Алексеев В.В. О геологической природе Талыш-Вандамского гравитационного максимума в свете новых данных. Деп. ВИННИТИ 9.07.1982 -№36801. -29с.

170. Хесин Б.Э. Интерпретация магнитных аномалий в условиях косого намагничения и пересечённого рельефа. М.: "Недра". -1983. -289с.

171. Цимельзон И.О. О проблеме геологической интерпретации Талыш-Вандамского гравитационного максимума // Геология Нефти и Газа. -1959. - №3. -С.56-65.

172. Цимельзон И. О. К вопросу о строении и формировании впадины Южного Каспия. Глубинное строение впадины Южного Каспия // "Нефть и Газ". Баку. -1990. -№12. -С.3-8.

173. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., и др. Геотрансект Балтийское – Чёрное море // Геофиз. Журн.. -1991. -№2. -С. 3-14.

174. Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витицкий О.В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. М.: "Недра". -1977. -237с.

175. Шихалибейли Э.Ш. Тектоника Азербайджана. Баку.: "Елм". -1980. -188с.

176. Шихалибейли Э.Ш., Абдуллаев Р.Н., Али-Заде Ак.А. Геологические результаты бурения Саатлинской сверхглубокой сважины // Сов. Геология. -1988. - №11.

177. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Автореф. дис. док. геол.-мин. наук. Баку. -1965. -123с.

178. Шихалибейли Э.Ш., Мамедов А.В. и др. Геотектоническое развитие Куринской впадины. Баку: "Елм". –1984. - 111с.
179. Шевченко В.И., Резанов И.А. Глубинное геологическое строение Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. Изв.: Вузов Геол. и разв., -1970. -№7.
180. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. -1999. -№4. -с.3-18.
181. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра. -1978. -175с.
182. Шило Н.А. Природа колебаний уровня Каспия // ДАН СССР. -1989. -т.305. -№2. -с.412-416.
183. Шило Н.А., Кривошей М.И. Взаимосвязь колебаний уровня Каспийского моря с напряжениями в земной коре // Вестник АН СССР. -1989. -№6. -С.83-90.
184. Natal'in A. The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University press. 2001. p.486-638.
185. Davoudzadeh M. Geology and petrography of the north area of Nain, central Iran. Geol. Survey Iran Rept. p.14-89.1972.
186. Davoudzadeh M., Seyed-Emami K. Stratigraphy of the Triassic Nakhlak Grup, Anarak region, central Iran. Geol. Survey Iran Rept. p.5-28.1972.

187. Hushmand-Zaden A. Review of problems of metamorphism in the zone of Shar-e-Kord-Sanandaj, in The first Iranian geological symposium, asbtr., 1, Tehran, Iran Petr. Inst., 1973.

188. Gansser A. The Indian Ocean and the Himalayas, a geological interpretation, *Eclogal. Geol. Heiv.* 1966.p.831-848.

189. Falcon N.L. Southern Iran, Zagros Mountains in Spencer A.M., ed., *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts.* Geol. Soc. London Spec. Publ., 4, 1973. p.199-221.

190. Asseretto R., Barnard P.D.W., Sestine N.F., Jurassic stratigraphy of the Central Elburz, Iran, *Riv. Ital. Paleontol. Strat.*, 74, no. 1,3-21, 1968.

191. Brinkmann R., Mesozoic troughs and crystal structure in Anatolia, *Geol. Soc. America Bull.*, 819-826, 1972.

192. Nowroozi A.A., Seismo-tectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions, *Seismol. Soc. America Bull.*, no. 2, 317-341, 1971.

193. Nowroozi A.A., Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East, *Seismol. America Bull.*, 62, no. 3, 823-850, 1972.

Директор: **Рагимова Г.А.**
Компьютерный оформитель: **Идрисова Н.А.**
Корректор: **Наджмеддинова Р.Б.**

Бегляр Сулейман оглы Асланов

ГЕОДИНАМИКА И ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ
А З Е Р Б А Й Д Ж А Н А

Подписано к печати 16. 03. 2005. Формат 60×84 1/8.
Офсетная бумага №1. Услов.п.л.14.75. Тираж 500. Заказ 21.

Издательство «ЭЦНЯШ».
Министерство печати и информации
Азербайджанской Республики.